Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

Solos do Rio de Janeiro

Gênese, Classificação e Limitações ao Uso Agrícola

Marcos Gervasio Pereira, Lúcia Helena Cunha dos Anjos,
Eduardo Carvalho da Silva Neto, Carlos Roberto Pinheiro Junior (Editores)

Atena
Editora
Ano 2023

CIÊNCIAS AGRÁRIAS

Solos do Rio de Janeiro - Gênese, classificação e limitações ao uso agrícola

Diagramação: Ellen Andressa Kubisty
Correção: Yaiddy Paola Martinez
Indexação: Amanda Kelly da Costa Veiga
Revisão: Os autores
Editores: Marcos Gervasio Pereira
Lúcia Helena Cunha dos Anjos
Eduardo Carvalho da Silva Neto
Carlos Roberto Pinheiro Junior

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

S689 Solos do Rio de Janeiro - Gênese, classificação e limitações ao uso agrícola / Editores Marcos Gervasio Pereira, Lúcia Helena Cunha dos Anjos, Eduardo Carvalho da Silva Neto, et al. – Ponta Grossa - PR: Atena, 2023.

Outro editor
Carlos Roberto Pinheiro Junior

Formato: PDF
Requisitos de sistema: Adobe Acrobat Reader
Modo de acesso: World Wide Web
Inclui bibliografia
ISBN 978-65-258-1927-3
DOI: https://doi.org/10.22533/at.ed.273232510

1. Solos. I. Pereira, Marcos Gervasio (Editor). II. Anjos, Lúcia Helena Cunha dos (Editor). III. Silva Neto, Eduardo Carvalho da (Editor). IV. Título.

CDD 631.45

Elaborado por Bibliotecária Janaina Ramos – CRB-8/9166

Atena Editora
Ponta Grossa – Paraná – Brasil
Telefone: +55 (42) 3323-5493
www.atenaeditora.com.br
contato@atenaeditora.com.br

CIÊNCIAS AGRÁRIAS

DECLARAÇÃO DOS AUTORES

Os autores desta obra: 1. Atestam não possuir qualquer interesse comercial que constitua um conflito de interesses em relação ao artigo científico publicado; 2. Declaram que participaram ativamente da construção dos respectivos manuscritos, preferencialmente na: a) Concepção do estudo, e/ou aquisição de dados, e/ou análise e interpretação de dados; b) Elaboração do artigo ou revisão com vistas a tornar o material intelectualmente relevante; c) Aprovação final do manuscrito para submissão.; 3. Certificam que os artigos científicos publicados estão completamente isentos de dados e/ou resultados fraudulentos; 4. Confirmam a citação e a referência correta de todos os dados e de interpretações de dados de outras pesquisas; 5. Reconhecem terem informado todas as fontes de financiamento recebidas para a consecução da pesquisa; 6. Autorizam a edição da obra, que incluem os registros de ficha catalográfica, ISBN, DOI e demais indexadores, projeto visual e criação de capa, diagramação de miolo, assim como lançamento e divulgação da mesma conforme critérios da Atena Editora.

DECLARAÇÃO DA EDITORA

A Atena Editora declara, para os devidos fins de direito, que: 1. A presente publicação constitui apenas transferência temporária dos direitos autorais, direito sobre a publicação, inclusive não constitui responsabilidade solidária na criação dos manuscritos publicados, nos termos previstos na Lei sobre direitos autorais (Lei 9610/98), no art. 184 do Código Penal e no art. 927 do Código Civil; 2. Autoriza e incentiva os autores a assinarem contratos com repositórios institucionais, com fins exclusivos de divulgação da obra, desde que com o devido reconhecimento de autoria e edição e sem qualquer finalidade comercial; 3. Todos os e-book são *open access, desta forma* não os comercializa em seu site, sites parceiros, plataformas de *e-commerce,* ou qualquer outro meio virtual ou físico, portanto, está isenta de repasses de direitos autorais aos autores; 4. Todos os membros do conselho editorial são doutores e vinculados a instituições de ensino superior públicas, conforme recomendação da CAPES para obtenção do Qualis livro; 5. Não cede, comercializa ou autoriza a utilização dos nomes e e-mails dos autores, bem como nenhum outro dado dos mesmos, para qualquer finalidade que não o escopo da divulgação desta obra.

Aos professores

Doracy Pessoa Ramos

Renato Álvaro de Mendonça Nascimento

Joelito de Oliveira Rezende

Nelson Mazur

Aos técnicos

Anselmo Eulacier Amorim Boechat

José Hunaldo de Araújo Santos

Maria Helena de Castro Soares

Aos alunos da Disciplina Formação e Caracterização do Solo

À UFRRJ e ao Programa de Pós-Graduação em Agronomia – Ciência do Solo

AGRADECIMENTOS

Aos cientistas, em especial aos ligados à ciência do solo;

À Sociedade Brasileira, que acredita em nós; e

Ao Programa de Pós-Graduação em Agronomia – Ciência do Solo (UFRRJ).

PREFÁCIO

Este livro é reflexo de informações extraídas de conhecimentos pedológicos, revisão bibliográfica, pesquisas de campo e laboratório feitas há vários anos sobre os solos e ambientes do estado do Rio de Janeiro. Os registros aqui feitos derivam, em grande parte, de experiências adquiridas pelos professores Marcos Gervasio Pereira e Lúcia Helena Cunha dos Anjos, bem como dos autores convidados.

Destina-se principalmente a estudantes de graduação e pós-graduação, professores e pesquisadores com base para compreensão do comportamento integrado dos solos. Foi concebido como sendo um livro a estimular estudantes a aprofundar os conhecimentos sobre solos e ambientes do Rio de Janeiro. Procura-se mostrar o solo como indivíduo, componente-chave, integrador e estratificador de paisagens.

Para atingir esse objetivo, o livro é composto por duas seções: (1) Fatores de Formação do Solo no Estado do Rio de Janeiro – com cinco capítulos que abordam a ligação entre os solos, geologia, relevo, clima, flora e fauna, como também os efeitos da ação humana no contexto do estado; e (2) Processos Pedogenéticos e Classes de Solos do Estado do Rio de Janeiro – com dois capítulos, sobre os processos pedogenéticos múltiplos e específicos, sintetizados nos conceitos de classes e atributos de solos, fazendo associação às práticas de uso e manejo.

Esperamos que o conteúdo apresentado seja útil para estudantes de graduação e pós-graduação, profissionais das áreas agrárias e correlatas e para todas as pessoas que reconhecem a importância desse recurso natural.

Os autores

APRESENTAÇÃO

Como bem diz o Engenheiro Agrônomo Hermes Moreira de Souza, no Prefácio do livro *Árvores Brasileiras*, a Terra ainda é o lugar mais apropriado para a vida, e todos somos dependentes do meio ambiente. Nesse contexto, o solo é nossa principal garantia de vida, e o seu conhecimento, uso e manejo adequado fazem parte dessa garantia. Os profissionais das ciências agrárias e áreas correlatas, em especial, os pedólogos e pedólogas que estudam em profundidade esta matéria, fazem parte dessa garantia. Em um contexto nacional, o estudo dos solos nos trouxe, especialmente a partir dos anos 1960, inúmeros ganhos principalmente no tocante ao aumento da produtividade agrícola das terras brasileiras, a ponto de nos colocar entre os principais produtores de alimentos do mundo.

Devido à significativa variação de condições ambientais, o estado do Rio de Janeiro tem uma grande variedade de ordens de solo, difícil de encontrar em outros estados do Brasil. Apesar da grande diversidade e importância, o solo talvez seja o recurso natural menos valorizado no estado. Diversos estudos foram publicados ao longo dos anos, mas essas informações foram mantidas com poucas instituições e tomadores de decisão, não sendo devidamente divulgadas ao público em geral. Atualmente, informações relevantes estão disponíveis para descrever as fascinantes e únicas características e distribuição dos solos do Rio de Janeiro.

Pensando nisso, o livro *Solos do Rio de Janeiro* busca organizar, sintetizar e divulgar, de forma acessível, conhecimentos sobre os solos do estado. A redação do livro é resultado do esforço conjunto de professores da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, profissionais experientes e jovens cientistas, que têm desenvolvido importantes contribuições para ampliar o conhecimento dos solos do estado. O resultado desta iniciativa é uma descrição abrangente dos solos do estado, fatores e processos relacionados à sua distribuição, bem como as suas limitações e potencialidades para usos agrícolas e ambientais. Este livro, como me disse um dos autores, não representa apenas o seu sonho, mas o sonho de inúmeros outros brilhantes pesquisadores. Ele jamais será simplesmente engavetado.

Doracy Pessoa Ramos

Pedólogo

Professor da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE TABELAS

SUMÁRIO

SEÇÃO 1

FATORES DE FORMAÇÃO DO SOLO NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

SEÇÃO 1

FATORES DE FORMAÇÃO DO SOLO NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

CAPÍTULO 1

MATERIAL E ORIGEM

Carlos Wagner Rodrigues do Nascimento

Geólogo, Mestre em Agronomia – Ciência do Solo, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Marcos Gervasio Pereira

Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Professor Titular da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Eduardo Carvalho da Silva Neto

Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Carlos Roberto Pinheiro Junior

Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Alexis Rosa Nummer

Geólogo, Doutor em Geociências, Professor Titular da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

1.1 INTRODUÇÃO

Define-se como material de origem a matéria-prima para a formação de um solo. De maneira geral, tem-se como materiais de origem as rochas e os sedimentos (minerais e/ou orgânicos). Quanto a sua gênese, as rochas podem ser identificadas como ígneas, metamórficas ou sedimentares.

As rochas ígneas (Figura 1) podem ser classificadas como extrusivas ou intrusivas, em função do ambiente de resfriamento e cristalização do magma. Quando a cristalização ocorre abaixo da superfície da crosta terrestre, é denominada como intrusiva. Por outro lado, quando ocorre na superfície, o magma denomina-se lava e dá origem às rochas extrusivas. Para cada rocha extrusiva existe uma correspondente intrusiva. No estado do Rio de Janeiro, destaca-se como de maior ocorrência o granito, que é uma rocha ígnea ácida intrusiva.

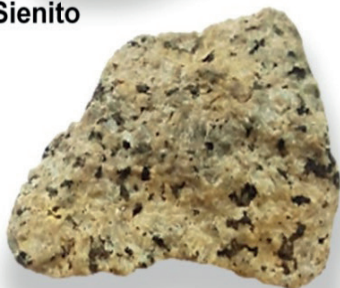
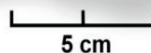



Figura 1. Rochas ígneas, formadas a partir do resfriamento e solidificação do magma. Granito, Gabro e Sienito: intrusivas e Basalto: extrusiva.

Fotos: Eduardo Carvalho Silva Neto (Acervo Pessoal).

As rochas metamórficas (Figura 2) são formadas por um processo denominado metamorfismo, no qual uma rocha pré-existente (ígnea, sedimentar ou metamórfica) ou sedimentos são submetidos a condições de elevada temperatura e/ou pressão. Essa condição depende do ambiente onde essa rocha desenvolve a sua evolução. Pode ocorrer apenas um soterramento em ambiente deposicional, como, por exemplo, uma bacia sedimentar que atinge temperaturas moderadas, até ambientes de choque de placas que alcançam temperaturas elevadas. Durante esse processo metamórfico pode haver a formação de novos minerais e/ou mudança da orientação destes na rocha e/ou, ainda, formação de novas texturas minerais. No estado do Rio de Janeiro, as rochas metamórficas de maior expressão geográfica são aquelas que estão no grupo das rochas com estruturas gnáissicas, com cristalização avançada de seus componentes minerais.

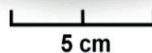



Figura 2. Rochas metamórficas, formadas a partir de rochas pré-existentes submetidas a condições de temperatura e pressão diferentes daquelas nas quais se formaram. Gnaisse a partir de granito (ígneas ácidas); mármore a partir de calcáreos (sedimentares); quartzito a partir de quartzo-arenitos (sedimentares) e filito (rochas pelíticas – sedmentares).

Fotos: Eduardo Carvalho Silva Neto (Acervo Pessoal).

Na região do município de Italva, a noroeste do estado do Rio de Janeiro, ocorre uma das melhores representações de mármores (rochas metamórficas) no Rio de Janeiro, podendo ser verificada a ocorrência de solos formados a partir de materiais de natureza carbonática. Esses solos são caracterizados pelo maior conteúdo de nutrientes e maior participação de hematita em detrimento a goethita. Ainda, pode ser verificada a presença de minerais de argila de alta atividade (capacidade de troca catiônica maior ou igual a 27 $cmol_c$ kg $argila^{-1}$).

Quanto às rochas sedimentares (Figura 3), estas podem ser classificadas como clásticas, químicas ou biogênicas. As rochas sedimentares clásticas são formadas pelo processo de litificação de fragmentos de rochas e minerais pré-existentes, o que envolve a ação de um agente cimentante, responsável pela união das partículas, em geral associado a maiores pressões que aquelas encontradas na superfície do planeta. As rochas sedimentares de origem química são formadas a partir da precipitação de sais quando as condições de solubilidade são atingidas, ou até mesmo da dissolução de minerais de

alta solubilidade. Por fim, as rochas sedimentares de origem orgânica (biogênicas) são decorrentes da deposição e diagênese de restos de organismos em rochas (depósitos de carvão e coquinas, e.g.). As rochas sedimentares no estado do Rio de Janeiro possuem pouca expressão geográfica na área continental, sendo restritas às bacias sedimentares. Essa ocorrência favorece em demasia a evolução de grandes bacias sedimentares, como é o caso específico da Bacia de Campos, que possui elevado teor de hidrocarbonetos.

Quando as rochas são submetidas ao processo de intemperismo, ocorre a produção de sedimentos de constituição mineral (clastos) ou fragmentos de rochas com granulação fina (litoclastos), que podem ser transportados pela erosão e pelo transporte por ação de gravidade e/ou da chuva e/ou vento, dentre outros agentes. Quando esses sedimentos são depositados ao longo da vertente ou no sopé de um morro, são denominados de sedimentos coluviais ou simplesmente colúvio. Por outro lado, quando os sedimentos são depositados por ações de rios, são chamados de sedimentos aluviais. Em alguns casos, os materiais de origem dos solos também podem ser sedimentos colúvio-aluvionares, como nas planícies colúvio-aluvionares da Baixada Litorânea do Rio de Janeiro (COELHO *et al.*, 2021).

Figura 3. Rochas sedimentares, formadas a partir da consolidação de sedimentos por um conjunto de processos, que representam um ciclo sedimentar (erosão, intemperismo, transporte, deposição e diagênese ou consolidação).

Fotos: Eduardo Carvalho Silva Neto (Acervo Pessoal).

Os solos se formam e evoluem continuamente ao longo do tempo. A escala de tempo para a formação do solo é muito mais curta do que a escala de tempo geológica, e muito mais longa do que a escala de tempo humana. No entanto, a escala de tempo geológica é importante porque ela indica a idade dos materiais de origem do solo (Figura 4).

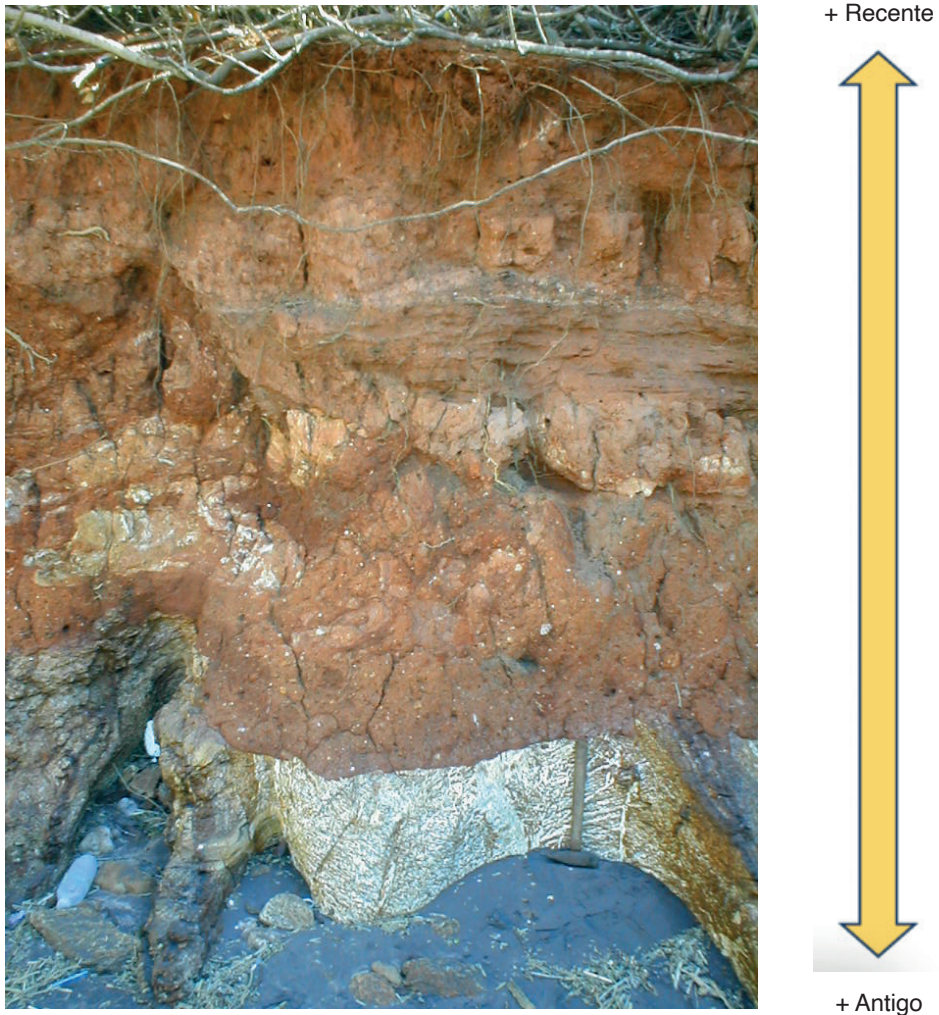



Figura 4. Transição entre a rocha original, regolito e solo residual. Esta variação ilustra, resumidamente, a evolução temporal da rocha gnáissica inalterada mais antiga (na base), regolito (porção intermediária) e solo residual (topo) atuação do processo de intemperismo. Escala: martelo a direita.

Foto: Alexis Rosa Nummer (Acervo Pessoal).

Outro tipo de sedimento que pode originar uma classe particular de solos, os Organossolos, são os materiais de constituição orgânica. No estado do Rio de Janeiro esses materiais podem ocorrer em duas condições distintas, a saber: a) condição de

drenagem impedida, na qual a matéria orgânica se acumula em função da baixa taxa de oxigenação, sendo esse material comumente denominado de "turfa" (SANTOS *et al*., 2020; SOARES *et al*., 2021); e b) em ambientes altomontanos, em condição de boa drenagem, nos quais as baixas temperaturas diminuem a atividade dos organismos favorecendo o acúmulo do material orgânico (SOARES *et al*., 2016).

Quando os materiais orgânicos se acumulam em ambiente hidromórfico, ou seja, com influência do lençol freático na maior parte do tempo, desde o início de sua formação (em bacias ou vales, por exemplo), a turfeira é considerada mineralotrófica e o processo é chamado de terrestrialização (CHARMAN, 2002). Por outro lado, se os sedimentos orgânicos se acumulam por condições de clima frio e úmido, típicas de ambientes altomontanos, o processo de formação é chamado de paludização/paludificação (CHARMAN, 2002; KROETSCH *et al*., 2011), e a turfeira é considerada ombrotrófica. Em alguns casos, as turfeiras que começaram a se formar como sistema mineralotrófico desenvolvem uma camada superficial ombrotrófica, devido ao intenso acúmulo de turfa e, portanto, conterá as camadas ombrotróficas e mineralotróficas (CHESWORTH *et al*., 2006).

A formação de solos orgânicos ocorre porque a produção de biomassa das plantas excede a decomposição, devido às fortes condições limitantes da atividade de microrganismos. Isso inclui condições permanentes (ou quase permanentes) de saturação com água (baixa disponibilidade de oxigênio), baixas temperaturas, elevada precipitação pluviométrica e várias propriedades físico-químicas, como baixo teor de nutrientes ou pH baixo (PEREIRA *et al*., 2005; SILVA NETO *et al*., 2023). A vegetação das turfeiras é tipicamente composta de musgos e plantas altamente eficientes na captação e preservação de nutrientes. Os materiais de constituição orgânica contribuem para a formação de solos com maiores teores de carbono orgânico, capacidade de retenção de água e capacidade de troca catiônica.

Os sedimentos coluviais (Figura 5), produzidos a partir do intemperismo de rochas pré-existentes, podem ser depositados ao longo das encostas formando solos como os Neossolos Regolíticos ou até mesmo Cambissolos Háplicos e solos com maior grau de desenvovimento em função do tempo de deposição do coluvio, como Latossolos e Argissolos (LUMBRERAS, 2008). Por vezes, esses sedimentos podem ser depositados no terço inferior de encosta ou no sopé em associação aos sedimentos aluviais, levando à formação de sedimento colúvio-aluvionares que podem ser material de origem para os Gleissolos.

a) b)

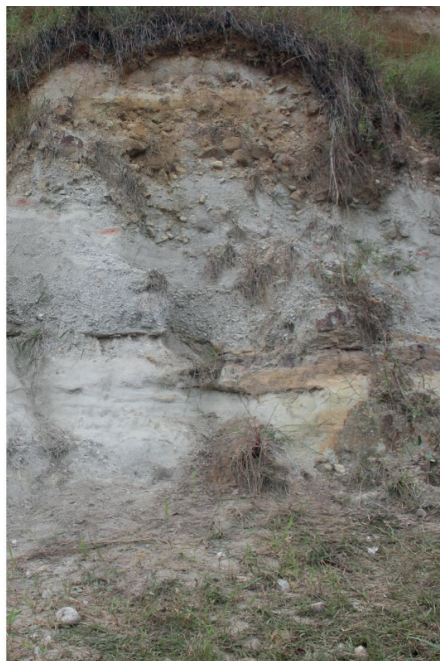



Figura 5. Sedimentos coluviais (A) transportados por ação de gravidade e/ou da chuva; sedimentos aluviais (B) depositados por ações de rios.

Fotos: Eduardo Carvalho Silva Neto (Acervo Pessoal).

O material de origem pode influenciar em uma série de atributos do solo. De maneira geral, rochas de natureza mais básica (ex.: basalto) contribuem para a formação de solos com textura mais argilosa, maior capacidade de retenção de água e nutrientes em comparação aos solos formados por materiais de natureza mais ácida (ex.: granito). Adicionalmente, maiores teores de minerais ferro-magnesianos favorecem que o intemperismo ocorra de forma mais rápida, e, em climas menos úmidos e condições de boa drenagem, propiciam cores mais avermelhadas ao solo devido à formação preferencial do óxido de ferro - hematita. Por outro lado, materiais de natureza mais ácida, rochas ou sedimentos propiciam a formação de solos com características antagônicas às apresentadas anteriormente, ou seja, textura mais arenosa, menor capacidade de retenção de água e cores predominantemente vermelho-amareladas, devido à presença da goethita como óxido de ferro predominante.

1.2 DESCRIÇÃO GERAL DA LITOLOGIA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

A história geológica do estado do Rio de Janeiro é complexa e é resultado de mais de 2,7 bilhões de anos de evolução crustal. Essa diversidade geológica se expressa, de modo geral, em uma grande diversidade de solos e paisagens. As rochas observadas no estado foram formadas, principalmente, a partir de fusões e metamorfismos oriundos de diversas fases de formação e separação de supercontinentes ao longo dos milhares de milhões de anos, além da formação de rochas provindas do metamorfismo das fases de deposição de sedimentos.

A seguir, serão apresentadas, de forma sumária, as principais fases de formação rochosa, identificadas com base no Mapa Geológico do estado do Rio de Janeiro (SILVA, 2001). Para cada domínio, são destacadas as localizações, tipos de rocha e as configurações mineralógicas que podem ter relação com a diversidade pedológica observada no estado do Rio de Janeiro.

1.1.2 Formações geológicas arqueanas

As primeiras fases de formação do embasamento rochoso do estado do Rio de Janeiro refletem a época do Arqueano (4,0 - 2,7 bilhões de anos atrás). Nessa fase, aconteceu a primeira orogênese na área do estado, em que foram formadas as rochas gnáissicas do Complexo da Mantiqueira. Essas rochas são representadas principalmente por ortognaisses na fácies anfibolito, hornblenda-biotita ortognaisses, com alternância de bandas quartzo-feldspáticas e bandas máficas, adicionadas de intercalações de anfibolitos (CORDANI *et al*.,1973). Elas ocorrem de forma restrita no extremo noroeste do estado, na região limítrofe entre as divisas de Minas Gerais e São Paulo. Além dessas rochas, é possível encontrar granitoides da Suíte Pedra Selada e sedimentos metamorfizados do Complexo Embu, a sul, e do Grupo Andrelândia, a norte.

1.2.2 Formações geológicas proterozoicas

A partir do Paleoproterozoico (entre 2,700 e 540 milhões de anos), formaram-se “pedaços” de terrenos rochosos no estado do Rio de Janeiro que representam rochas com origens e composições variadas. O Complexo Região dos Lagos, localizado na região centro-leste do estado, por exemplo, inclui ortognaisses pertencentes à série calcioalcalina (VIANA *et al*., 2008). Esse complexo é descrito na literatura como constituído por ortognaisses bandados/migmatíticos, cinzentos, de composição tonalítica a granítica, com predominância de composições graníticas, associados a corpos anfibolíticos variavelmente deformados (SCHMITT *et al*., 2004).

Nas regiões próximas de Volta Redonda, por outro lado, encontram-se as melhores representações de rochas que compõem o Complexo Juiz de Fora. Essas rochas incluem ortogranulitos de composição variada, incluindo rochas charnockíticas, charno-enderbíticas,

enderbíticas e rochas gabroicas (CPRM, 2009). A textura varia de granoblástica, gnáissica a milonítica.

As rochas da Suíte Quirino, de idade aproximada à das demais formações geológicas, são encontradas ao entorno das cidades de Vassouras, Paracambi e Valença. Para essa formação, Heilbron (1993) reconheceu duas associações litológicas principais de: hornblenda-biotita gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica, e biotita gnaisses de composição monzonítica a granodiorítica/granítica.

O Meso/Neoproterozoico tem a formação do Complexo Paraíba do Sul, composto por três unidades estratigráficas informais, estabelecidas com base nos respectivos conteúdos líticos. A primeira é a Unidade São Fidélis, que representa a maior parte da área de ocorrência do Complexo Paraíba do Sul, sendo constituída essencialmente por metassedimentos detríticos, pelito-grauváquicos: granada-biotitagnaisses (por vezes com grande quantidade de sillimanita) com quartzo e feldspatos. De ocorrência mais restrita, são observadas intercalações de quartzitos, rochas metacarbonáticas e calcissilicáticas (SILVA, 2001).

O Grupo Italva, de idade Neoproterozoica (840-600 Ma.), constitui o domínio recorrente no município de Italva, na região extremo norte do estado do Rio de Janeiro (NOGUEIRA *et al.*, 2012). As rochas são representadas por mármores e anfibolitos, podendo ser subdivididas na área de Italva em cinco unidades menores: anfibólio-biotita gnaisse a (+-granada)-biotita gnaisse leucocrático com intercalações de anfibolitos, rochas calcissilicáticas e muscovita-sillimanita-(+-granada)-biotita gnaisses da Unidade Macuco; mármore calcítico a dolomínico com abundância em grafita, com intercalações de anfibolito e rochas metaultramáficas da Unidade São Joaquim; camadas de anfibolitos finos, localmente com clinopiroxênio; camada de metachert quartzoso; e hornblenda-biotita gnaisse, com intercalações de gnaisses cinzentos e leucognaisses de granulação fina da Unidade Serra da Prata.

Por fim, a Unidade Itaperuna é a terceira unidade do Complexo Paraíba do Sul. Está localizada na cidade homônima e é composta por granulitos associados às rochas calcissilicáticas, quartzitos e mármores. A sudeste do município de Itaperuna, também pode ser identificada uma extensa faixa de rochas quartzosas (SILVA, 2001).

O Complexo Búzios possui uma história geológica diferente das demais áreas do estado do Rio de Janeiro. Boa parte das rochas é oriunda de metamorfismo de sedimentos (rochas metassedimentares), com muitas fases minerais aluminosas. Esse conjunto de rochas difere-se drasticamente das demais litologias que representam o arcabouço geológico do estado do Rio de Janeiro. Essas rochas estão expostas no cabo Búzios, na Serra de Sapetiba (São Pedro d'Aldeia) e na região entre Maricá, Saquarema e Casimiro de Abreu. Rodrigues *et al.* (1997) e Schmitt *et al.* (2016) caracterizaram em detalhe as rochas de Búzios, que pertencem a três grupos principais: os Paragnaisses metapelíticos, contendo sillimanita-cianita-granada-biotita; calcissilicáticas; e rochas máficas (anfibolitos e piroxênios gnaisses). Quartzitos e metabasitos são pouco expressivos nessa região.

1.2.3 Formações geológicas fanerozoicas

O final do Neoproterozoico para o Cambriano (Éon Fanerozoico) marca uma importante fase de evolução na história geológica no Brasil. No estado do Rio de Janeiro ocorre abundante formação de granitoides de idade Neoproterozoica, em conjunto com deformação e metamorfismo dos sedimentos do Complexo Paraíba do Sul. Dentre as rochas que se formam neste período, as mais representativas encontram-se nos batólitos Serra dos Órgãos e Rio Negro (SILVA, 2001). O Complexo Rio Negro ocorre em parte do Batólito Serra dos Órgãos. Trata-se de um complexo plutônico de composição variada, gnaissificado, constituído de hornblenda-biotita gnaisses migmatíticos de composição tonalítica a granítica e rochas dioríticas (CPRM, 2009).

A Suíte Serra dos Órgãos foi objeto de detalhamento estrutural, litogeoquímico e geocronológico por Tupinambá (1999), muito embora Cordani *et al*. (1973) já houvesse realizado as primeiras análises das rochas pertencentes a essa suíte. É o maior maciço granítico que está em evidência no estado do Rio de Janeiro e tem idade aproximada de 570 Ma (TUPINAMBÁ, 1999). Essa idade condiz com as análises previamente realizadas por Cordani *et al*. (1973) com idade analisada em 600 Ma, referindo-se à época do terceiro ciclo orogênico (há 620 M.a.) que formou o estado do Rio de Janeiro.

As rochas variam em composição de tonalítica a granítica, predominando rochas granodioríticas, caracterizadas pela granulação grossa, com aglomerados centimétricos de biotita +/- hornblenda, granada e quartzo visível. São muito difíceis de serem distinguidas dos gnaisses do Complexo Rio Negro, a não ser pelo fato de os plagioclásios dos gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos terem composição de oligoclásio a labradorita, predominando andesina (TUPINAMBÁ, 2012). Limita-se a oeste e a sul pelos gnaisses de origem ígnea oriundos do Complexo Rio Negro, enquanto no norte do maciço a Suíte é contornada pelo Leucogranito Gnaisse Serra do Paquequer.

A Suíte Rio de Janeiro aflora nas cidades do Rio de Janeiro e Niterói, como, por exemplo, no Pão de Açúcar, Morro da Urca, Pedra do Arpoador e nos Morros do Corcovado e Dois Irmãos, na zona sul carioca (CPRM, 2016). É constituída por um ortognaisse porfirítico (Gnaisse Facoidal) com megacristais de microclina com formas amendoadas (3 a 7 cm) em matriz granítica rica em biotita e quartzo, por vezes contendo granada. A Suíte Ilha Grande, restrita ao litoral sudoeste do estado, é formada por granitoides de composições indistinguíveis da Suíte Bela Joana e por charnockitos, charnoenderbitos e jotunitos, além de apresentar enclaves de rochas dioríticas. Sua composição varia entre granítica e granodiorítica, sendo relacionada à série calcioalcalina e de caráter metaluminoso (CPRM, 2016).

A Suíte Angelim ocorre nas proximidades de São José do Ribeirão até no norte da serra de Santo Eduardo no Estado Rio de Janeiro, estendendo-se para mais ao norte e ultrapassando o limite com o estado do Espírito Santo (SILVA, 2001). É

constituída predominantemente por (granada)-hornblenda-biotita granito a tonalito foliado, variavelmente gnaissificado, intrusivo nas rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis (CPRM, 2016). A Suíte Rio Turvo, localizada no limite nordeste do estado, na região do médio vale do rio Paraíba do Sul (Barra Mansa, Volta Redonda, Quatis, Barra do Piraí), é formada pelo Granito Rio Turvo (HEILBRON, 1993; VALLADARES, 1996). As rochas dessa suíte são compostas por leucogranitos peraluminosos do tipo-S, apresentando frequente ocorrência de enclaves de rochas refratárias (calcissilicáticas e gonditos do Complexo Paraíba do Sul e quartzitos e sillimanita-granada gnaisses do Grupo Andrelândia).

Por volta de 560 a 545 Ma, ocorreram no estado do Rio de Janeiro períodos de magmatismo decorrentes das fases da formação do Supercontinente Pangeia. Nessas fases, as rochas formadas são representadas pela Suíte Serra das Araras ao longo da região norte do estado, com representatividade, principal, desde seu ponto inicial em Itaperuna até a cidade de Angra dos Reis. Nessa suíte são encontrados dois grupos principais de rochas: o Granito Serra das Araras e o Granito Serra das Abóboras. Em geral, suas rochas são representadas por granada-biotita granitos foliados do tipo-S, predominantemente leucocráticos, além de fragmentos de possíveis corpos rochosos antigos de natureza anfibolítica (SILVA, 2001).

Também, a Suíte Pedra Selada (HEILBRON, 1993), nos arredores da região de Pedra Selada, a norte de Resende, compreende granitos porfiríticos cuja matriz é rica em biotita, podendo conter menor proporção de quartzo, plagioclásio e K-feldspato. A Suíte Varre-Sai é representada por quatro corpos situados na porção NE do estado, aflorantes nas proximidades das localidades de Varre-Sai, Porciúncula e norte de Miracema. A suíte foi originariamente designada como Granitoide Varre-Sai, é constituída por biotita-hornblenda granitos definidos por Barbosa *et al*. (1981) *apud* SILVA (2001). A Suíte Santo Antônio de Pádua, que ocorre no noroeste do estado, entre as localidades de Santo Antônio de Pádua e Baltazar, é composta por gnaisses e migmatitos, com intercalações de quartzitos e granulitos (CANINÉ, 1992). Apresenta composição monzonítica a quartzo monzonítica, contendo (quartzo), mesopertita, clinopiroxênio e anfibólio (SILVA, 2001).

Nessa mesma época, ocorre magmatismo toleiítico máfico que forma um conjunto de intrusões denominado de Complexo Básico Gleba Ribeira. Originalmente definido como Pluton Gleba Ribeira pela GEOMITEC (1981), constitui-se em um conjunto de intrusões ígneas máficas que afloram em diversas áreas do munícipio do Rio de Janeiro, em que se destacam o Maciço Gábrico de Amparo, composto por olivina gabro (MATOS *et al*., 1980) e o Metagabro da Tijuca, podendo gradar para quartzo diorito nas regiões de borda da intrusão (HEILBRON *et al*., 1993).

O Maciço Alcalino de Canaã, localizado nos arredores do município de Duque de Caxias, constitui-se em um conjunto de corpos lenticulares, métricos a decamétricos, de gnaisses alcalinos, com ou sem a presença de nefelina, concordantes com as estruturas regionais da Faixa Móvel Ribeira. As principais rochas alcalinas desse maciço são representadas por sienitos, soldalita sienitos e Litchfieldito (ULBRICH e GOMES, 1981).

1.2.4 Formações geológicas e meso-cenozoicas

De idade Meso-Cenozoica, o estado do Rio de Janeiro foi submetido à atuação de um magmatismo de natureza alcalina que ocorre na região litorânea centro-sudeste do estado, com destaque para a região de Rio Bonito. As rochas alcalinas ocorrem no estado do Rio de Janeiro pelos seguintes maciços (SILVA, 2001): Maciço Alcalino da Serra do Mendanha, Maciço Alcalino de Rio Bonito, Maciço Alcalino Soarinho, Maciço Alcalino do Morro São João; Intrusão Alcalina da Ilha de Cabo Frio, Maciço Alcalino de Itatiaia, Maciço Alcalino de Tanguá, Maciço Alcalino Passa Quatro e Suíte Alcalina de Tinguá, dentre outros. Em todos esses maciços, é possível identificar uma ampla variedade de rochas alcalinas. Destacam-se aqui as rochas que compõem os maciços de Passa Quatro e Itatiaia. Eles são representados, principalmente, por sienitos, nefelina-sienitos, foiaítos, nefelina-sienitos, nefelina-sienitos porfiroides e tinguaíto porfiroide (RIBEIRO FILHO, 1967), além de granitos alcalinos (SILVA, 2001).

1.2.5 Formações geológicas cenozoicas

O início do Éon Cenozoico (no Terciário) é marcado no estado do Rio de Janeiro com o final da separação do Supercontinente Pangeia e formação do Oceano Atlântico. Nessa fase de evolução geológica do estado, ocorre a formação de grabens e semigrabens nas regiões interioranas do continente. A orientação estrutural dos eixos desses grabens acompanha a linha de costa, criando depressões no continente que atuam como ambientes para a deposição de sedimentos, formando as principais bacias sedimentares continentais do estado do Rio de Janeiro (RICCOMINI, 1989). Na literatura científica especializada, essas bacias são divididas em dois grupos geográficos no estado do Rio de Janeiro: as bacias orientais e ocidentais (SILVA, 2001). Dentre as bacias orientais, são incluídas a Bacia de São José do Itaboraí e a Bacia de Macacu, enquanto próximo do litoral forma-se o Grupo Barreiras. No lado ocidental, foram formadas as bacias de Taubaté, Resende e Volta Redonda.

A Bacia de São José do Itaboraí situa-se a aproximadamente 700 m a leste do povoado de São José, distrito de Cabuçu, no município de Itaboraí, estado do Rio de Janeiro (BRITO, 1989). Ela é preenchida por uma sucessão de depósitos, principalmente carbonáticos, que se sobrepõem de uma associação de rochas de idade pré-cambriana representadas por biotita gnaisses, granitoides facoidais, migmatitos, granitos e pegmatitos, com intercalações de mármores localizados na parte mais profunda da bacia. Dique de rocha ankaramítica corta algumas das sequências de carbonatos presentes na bacia (RICCOMINI e FRANCISCO, 1992).

Entre 65 e 40 Ma ocorreu a implantação do Graben da Guanabara (VALERIANO *et al.*, 2012), onde houve a deposição da Bacia do Rio Macacu. Seus sedimentos podem ser encontrados nos municípios de Itaboraí, Duque de Caxias e São Gonçalo, assim como na

Ilha do Governador. Essa bacia foi dividida por Meis e Amador (1977) em duas formações. A primeira, a Unidade Pré-Macacu, formada por sedimentos ricos em feldspatos, com intercalações de sedimentos finos, siltico-argilosos e materiais arenosos e areno-argilosos. Podem ocorrer lentes enriquecidas em cascalho fino e geralmente angulosas. Os sedimentos mais finos têm coloração cinza-esverdeada, apresentando raro mosqueado, enquanto as unidades de maior granulometria tendem a serem de cores esbranquiçadas. A Formação Macacu, originalmente com duas subdivisões, a primeira com uma sucessão de lentes e camadas pouco espessas de sedimentos predominantemente arenosos e pouco consolidados, e a segunda, de sedimentos finos de colorações amarelas, avermelhadas e arroxeadas, com frequente mosqueamento ferruginoso. Posteriormente, essas duas subdivisões foram unidas em uma única formação: a Formação Macacu (LIMA *et al.*,1996).

Na região norte do estado do Rio de Janeiro, a Formação Barreiras (ou Grupo Barreiras) está inserida na porção emergente da Bacia de Campos, sendo incluída no Grupo Campos (LAMEGO, 1995; MOURA, 2014). O soerguimento do continente, ocorrido subsequentemente à queda do nível do mar, seguido da erosão e do retrabalhamento dos sedimentos, ocorridos nos períodos de mar baixo (Tortoniano e Pleistoceno), devem ter sido os principais fatores que moldaram a atual morfologia da plataforma continental emersa (ARAI, 2006), podendo formar falésias (MORAIS *et al.*, 2006). Aflora na região de Carapebus-Quiçamã e, mais restritamente, próximo às cidades de Búzios e Macaé, sendo a área de maior expressão na região do delta do rio Paraíba do Sul.

A Formação Barreiras é composta por arenitos com intercalações conglomeráticas e lamitos. A cor dos seus depósitos é branca-acinzentada, com forte mosqueamento vermelho arroxeado, com a presença de níveis limoníticos delimitando camadas e crostas ferruginosas bem desenvolvidas. Na região de Búzios (RJ), particularmente, foram descritos depósitos de conglomerados polimíticos com granulometria muito grossa, intercalados com arenitos de matriz lamosa e lamitos (MORAIS *et al.*, 2006).

Na região ocidental do estado, são descritos sedimentos de idade terciária continental. Duas pequenas bacias expostas a nordeste do estado são evidenciadas neste trabalho: Resende e Volta Redonda. A bacia de Volta Redonda é expressiva nas cidades de Volta Redonda, Barra Mansa, Porto Real, Pinheiral, Piraí e Barra do Piraí (NEGRÃO *et al.*, 2015). Rochas vulcânicas intercaladas com rochas sedimentares caracterizam a bacia de Volta Redonda, (RJ), associadas ao momentrioo de formação do Rift Continental do Sudeste do Brasil (SANSON, 2006). Segundo o autor, a bacia é formada pelas seguintes rochas: conglomerados e brechas matriz-suportados e arenitos lamosos, arenitos maciços e estratificados, conglomerados estratificados e pelitos maciços esverdeados, vulcânicas relacionadas ao Basanito Casa de Pedra, arenitos e conglomerados estratificados, e pelitos laminados e maciços.

A Formação Resende, abrangendo os municípios de Barra Mansa (Distrito de Floriano), Quatis, Porto Real, Resende e Itatiaia, tem seus registros sedimentares

fortemente correlacionados com a estratigrafia da bacia de Volta Redonda (SANSON, 2006), com exceção das rochas vulcânicas, que são ausentes naquela (RAMOS *et al.*, 2006).

O Quaternário (Cenozoico) é marcado pelas últimas sedimentações que ocorreram no estado do Rio de Janeiro. Essa fase é marcada por sedimentos formados cascalhos, areias e lamas que são resultantes da ação de processos de fluxos gravitacionais e aluviais de transporte de sedimentos formados a partir do intemperismo de material primário das vertentes. Os depósitos Colúvio-Aluvionares são resultantes da oscilação e atuação dos fatores climáticos dos últimos 123 mil anos (SILVA, 2001), tendo provavelmente se iniciado no Terciário, e os processos que geraram esses sedimentos perduraram por todo Quaternário, podendo ser visualizados até os dias atuais.

1.2.6 Formações eólicas

A região costeira do Rio de Janeiro apresenta características que vão além do padrão geral de oscilação do nível do mar, envolvendo uma série de fatores que podem ser identificados, em parte, pela morfologia e arquitetura deposicional (FERNANDEZ *et al.*, 2015). No delta do Paraíba do Sul, a planície costeira é ancorada nos tabuleiros terciários do Grupo Barreiras e nos sedimentos fluvio-lagunares, cuja evolução esteve associada às oscilações do nível do mar no Quaternário e às fases de deltação do rio. A feição morfológica mais marcante nessa planície costeira são as cristas de praia, que são depósitos arenosos que podem sofrer posterior atuação de processos eólicos, podendo formar capeamento eólico ou dunas frontais sobre os depósitos de origem marinha (HESP *et al.*, 2005).

Em Cabo Frio, a presença de dunas frontais expressivas que chegam a ultrapassar a cota de 7,0 metros em relação ao nível médio do mar em alguns setores é relacionda a estruturas deposicionais paralelas à linha de costa formada no setor de pós-praia por ação eólica, podendo ser embrionárias ou estabilizadas (FERNANDEZ *et al.*, 2015). A zona submarina e a praia apresentam o papel de fonte de sedimentos que depois passam a ser remobilizados pelos ventos, criando depósitos estabilizados pela vegetação pioneira. O desenvolvimento dessas feições eólicas está associado às características climáticas e da morfodinâmica costeira da área. Em termos morfodinâmicos, essas regiões possuem características entre o estágio intermediário e dissipativo considerados ideais para o desenvolvimento de dunas frontais, devido à granulometria composta por areias finas, que funciona como uma pista para ação dos ventos e a retirada eficiente dos sedimentos mais finos (FERNANDEZ *et al.*, 2009).

Outra feição importante do ambiente costeiro do Rio de Janeiro é a restinga da Marambaia, que deve sua formação e manutenção à combinação de uma série de fatores dentre os quais se destacam o ambiente geológico, a disponibilidade de sedimentos, a ocorrência de mecanismos de transporte de sedimentos, o regime de ondas e marés e o

comportamento do nível relativo do mar (CARVALHO, 2014). Consiste em um depósito arenoso alongado e estreito, geralmente paralelo à linha de costa, com elevação pouco acima do nível de maré alta e separada do continente por uma laguna. Pereira (1998) descreve a presença de sedimentos arenosos relacionados à presença de dunas e a ventos de tempestade. Os depósitos transicionais se localizam na posição intermediária entre a entrada e o fundo da baía, estando associados ao aporte fluvial e baixa intensidade das correntes (OLIVEIRA *et al*., 2008; VILLENA *et al*., 2012).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Considerando toda a extensão do estado do Rio de Janeiro, observa-se uma grande diversidade geológica, que se reflete em compartimentações acentuadas do relevo, clima e vegetação, todas essas levando à formação das diferentes classes de solo observadas em todo o estado. Em suma, as principais litologias do estado do Rio de Janeiro são representadas, predominantemente, por rochas ácidas formadas durante e após a formação do Supercontinente Pangeia, constituídas pelos granitoides pós-tectônicos cambrianos. Também deve ser ressaltada a ocorrência de uma ampla variedade de rochas com composições variadas: sienogranítica, monzogranítica (adamelítica), granodiorítica, tonalítica e quartzo diorítica. Além disso, observa-se a maior representatividade brasileira e ampla variedade de rochas alcalinas presentes nos vários maciços alcalinos de idade Meso-Proterozoico.

Do ponto de vista de importância agrícola, a maior parte dos solos está nas bacias sedimentares. Isso deve ser destacado ao final, pois, apesar da importância das rochas, essas são as áreas de maior potencial agrícola no estado.

REFERÊNCIAS

ARAI, M. A Grande Elevação Eustática do Mioceno e Sua Influência na Origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP Série Cient**ífica, São Paulo, v. 6, n. 2 (outubro), p. 1-6, 2006.

BARBOSA, A. L. M.; LIMA, E. C.; VON, S.; GROSSI SAD, J. H.; ALVES, M. R.; BALTAZAR, O. F.; ROCHA, R. L. S. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, 1:50.000, Folhas Varre-Sai, Eugenópolis, Itaperuna e Miracema**. DRM-RJ/GEOSOL, Relatório Final, (s. ed.), texto 262 p., il., mapas, 1981.

BRITO, I. M. Geologia e paleontologia da Bacia Calcária de São José de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências.** UFRJ, p. 56-64, 1989.

CANINÉ, J. M. M. Pedra Miracema – a rocha ornamental de Santo Antônio de Pádua, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, SBG, São Paulo. **Anais...** (Boletim de Resumos Expandidos, p. 266-267), São Paulo, 1992.

CARVALHO, B. C. **Aplicação de múltiplas ferramentas no estudo do transporte de sedimentos na margem interna da restinga da Marambaia (baía de Sepetiba, RJ)**, Dissertação de Mestrado – Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 140 p. 2014.

CHARMAN, D. **Peatlands and Environmental Change**. Chichester: John Wiley Sons, Ltd., 2002, p. 320.

CHESWORTH, W.; CORTIZAS, A. M.; GARCÍA-RODEJA, E. The redox–pH approach to the geochemistry of the Earth's land surface, with application to peatlands. **Developments in Earth surface processes**, v. 9, p. 175-195, 2006.

COELHO, M.; VASQUES, G. D. M.; RODRIGUES, H.; DART, R. D. O.; OLIVEIRA, R. P. Levantamento pedol**ógico** ultradetalhado (escala 1: 2.000) de área experimental situada no município de Seropédica, RJ. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 279**, Rio de Janeiro: Embrapa, 101 p., 2021.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Mapa geológico da Folha Itaperuna (RJ) SF24-V-C-I. Escala 1:100.000**. Rio de Janeiro: CPRM Serviço Geológico do Brasil (UERJ), il. Mapa. 2009.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Geologia e recursos minerais do Estado do Rio de Janeiro:** texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais. Belo Horizonte: CPRM Serviço Geológico do Brasil (MG). 182 p. 2016.

CORDANI, U. G.; DELHAL, L.; LEDENT, D. Orogèneses superposées dans le precambrien du Brésil sud-oriental. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 3 n. 1, p. 1-22, 1973.

FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T. B. Barreiras costeiras holocênicas: geomorfologia e arquitetura deposicional no litoral do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, p. 1-19, 2015.

FERNANDEZ, G. B.; PEREIRA, T. G.; ROCHA, T. B. Coastal Dunes Along Rio de Janeiro Coast: Evolution and Management. **Journal of Coastal Research**, v. 1, n. 56, p. 307-311, 2009.

GEOLOGIA E MINERAÇÃO TRABALHOS TÉCNICOS – GEOMITEC. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro**. **Bloco Campos - Folhas Morro do Coco, Barra Seca, Itabapoana, Travessão, São João da Barra, Campos, Muçurepe, Lagoa Feia, Farol de São Tomé. Escala 1:50.000.** Niterói: DRM-RJ/GEOMITEC, v. 1. s/n. Relatório Final. 1981.

HEILBRON, M. **Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas, MG, e Barra do Piraí, RJ, Setor Central da Faixa Ribeira**. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo. São Paulo. 268 p. 1993.

HESP, P. A.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; AYUP-ZOUAIN, R. N.; ESTEVES, L. S.; GRUBER, N. S.; TOLDO-JR, E. E.; TABAJARA, L. L. C; CLEROT, L. C. P. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Defi nitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 77, n. 3, p. 493-508, 2005.

LAMEGO, A. R. Geologia das quadrículas de Campos. **Boletim nº 154**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral/Divisão de Geologia e Mineralogia. 1955, 32 p.

LIMA, R. M.; JUNIOR, M. C.; STEFANI, F. L. Palinologia de sedimentos da Formação Macacu, Terciário do estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, n. 4, p. 531-541, 1996.

LUMBRERAS, J. F. **Relações solo-paisagem no noroeste do Estado do Rio de Janeiro:** subsídios ao planejamento de uso sustentável em áreas de relevo acidentado do Bioma Mata Atlântica. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 306 p. 2008.

MATOS, G. M. M.; BICALHO, F. D.; MALOUF, R. F.; LEITES, S. R. **Projeto Faixa Calcária Cordeiro/ Cantagalo**: Relatório Final. Belo Horizonte: CPRM/DNPM, v. 1, s/n. 620 p. 1980.

MEIS, M. R. M.; AMADOR, E. D. A. S. Contribuição ao estudo do Neocenozóico da Baixada da Guanabara: Formação Macacu. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 2, p. 150-174, 1977.

MORAIS, R. M. O.; MELLO, C. L.; COSTA, F. O.; SANTOS, P. F. Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da Formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro. **Geologia USP (Série Científica)**, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 19-30, 2006.

MOURA, M. M. Barreiras: série, grupo ou formação? **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, n. 6, p. 1055-1061, 2014.

NEGRÃO, A. P.; RAMOS, R. R. C.; MELLO, C. L.; SANSON, M. S. R. Mapa geológico do cenozoico da região da bacia de Volta Redonda (RJ, segmento central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil): identificação de novos grabens e ocorrências descontínuas, e caracterização de estágios tectonossedimentares. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, n. 2, p. 273-291, June, 2015.

NOGUEIRA, J. R.; TUPINAMBÁ, M.; GONTIJO, A.; PALERMO, N.; MENESES, P. D. T.; HEILBRON, M.; SILVA, F. D. L. D. **Geologia e recursos minerais da folha São Fidélis SF. 24-VC-IV:** escala 1:100.000: estado do Rio de Janeiro. Belo Horizonte: CPRM (MG)/UERJ. 108 p. 2012.

OLIVEIRA, F. S. C.; KAMPEL, M.; AMARAL, S. Multitemporal assessment of the geomorphologic evolution of the Restinga of Marambaia, Rio de Janeiro, Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, v. 29, n. 19 p. 5585-5594, 2008.

PEREIRA, M. G.; ANJOS, L. H. C; VALLADARES, G. S. Organossolos: Ocorrência, gênese, classificação, alterações pelo uso agrícola e manejo. In: VIDAL-TORRADO, P.; ALLEONI, L. R. F.; COOPER, M.; SILVA, A. P.; CARDOSO, E. J. (Eds). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v. 4, p. 233-276, 2005.

PEREIRA, S. D. **Influência da variação relativa do nível do mar no manguezal de Guaratiba – Baía de Sepetiba - RJ**. Tese de Doutorado – Centro de Geologia Costeira e Oceânica – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Rio Grande do Sul. 133 p. 1998.

RAMOS, R. R. C.; MELLO, C. L.; SANSON, M. S. R. Revisão Estratigráfica da Bacia de Resende, Rift Continental do Sudeste do Brasil, estado do Rio de Janeiro. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 25, n. 1, p. 59-69, 2006.

RIBEIRO FILHO, E. **Geologia e petrologia dos maciços alcalinos do Itatiaia e Passa-Quatro**. São Paulo: Boletim FFCLUPS, 91 p. 1967.

RICCOMINI, C. O. **Rifte continental do sudeste do Brasil**. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo. São Paulo. 256 p. 1989.

RICCOMINI, C.; FRANCISCO, B. H. R. Idade potássio-argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, SBG, São Paulo. **Anais**... São Paulo, p. 469-470. 1992.

RODRIGUES, A. C. P.; SCHIMITT, R. S.; TROUW, R. A. J. Caracterização dos paragnaisses pré-cambrianos na Armação dos Búzios, Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5, SBG, Núcleos SP/RJ/ES. Rio de Janeiro. **Anais**... (Atas), Rio de Janeiro, p. 109-111. 1997.

SANSON, M. S. R. Sistemas deposicionais aluviais e tectônica cenozoica na região de Volta Redonda (RJ) – Rift Continental do Sudeste do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ** (ISSN 0101-9759), v. 29, n. 2, p. 268-291, 2006.

SANTOS, O. A. Q. D.; SILVA NETO, E. C. D.; GARCÍA, A. C.; FAGUNDES, H. D. S.; DINIZ, Y. V. D. F. G.; FERREIRA, R.; PEREIRA, M. G. Impact of land use on Histosols properties in urban agriculture ecosystems of Rio de Janeiro, Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 44, 2020.

SCHMITT, R. S.; TROUW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W. R.; PIMENTEL, M. M. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, v. 133, n. 1-2, p. 29-61, 2004.

SCHMITT, R.S.; TROUW, R.; VAN SCHMUS, W. R.; ARMSTRONG, R., STANTON, N.S.G. The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous saga of a reworked continental margin. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46 (Suppl 1), p. 37-66, 2016.

SILVA, L. C. **Geologia do Estado do Rio de Janeiro:** texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro. 2ª edição revista. Brasília: CPRM-RJ. 88 p. 2001.

SILVA NETO, E. C.; COELHO-JUNIOR, M. G.; HORÁK-TERRA, I.; GONÇALVES, T. S.; ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G. Organic Soils: Formation, Classification and Environmental Changes Records in the Highlands of Southeastern Brazil. **Sustainability**, v. 15, n. 4 (3416), 15 p. 2023.

SOARES, P. F. C.; ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G.; PESSENDA, L. C. R. Histosols in an upper montane environment in the Itatiaia Plateau. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 40, 13 p. 2016.

SOARES, P. F. C.; SILVA, R. C.; SILVA NETO, E. C.; PEREIRA, M. G.; JUNIOR, C. R. P.; PESSENDA, L. C. R.; ANJOS, L. H. C. Histosol pedogenesis in floodplain coastal environments in the state of Rio de Janeiro, Brazil. **Catena**, v. 207, 2021.

TUPINAMBÁ, M. (Coord). **Nota Explicativa da Folha Nova Friburgo - Escala 1:100.000.** Belo Horizonte: CPRM-UERJ/PRONAGEO. CD-ROM. 2012.

TUPINAMBÁ, M. **Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do Estado do Rio de Janeiro**. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo. São Paulo. 221 p. 1999.

ULBRICH, H. H. G. J.; GOMES, C. B. Alkaline rocks from continental Brazil. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 135-154, 1981.

VALERIANO, C. M. et al. **Geologia e recursos minerais da folha Baía de Guanabara SF.23-Z-B-IV, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000**. Belo Horizonte: CPRM, 156p. 2012.

VIANA, S. M.; VALLADARES, C. S.; DUARTE, B. P. Geoquímica dos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, Araruama-Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 3 (setembro), p. 488-500, 2008.

VILLENA, H. H.; PEREIRA, S. D.; CHAVES, H. A. F.; DIAS, M. S.; GUERRA, J. V. Indícios da variação do nível do mar na baía de Sepetiba. In: RODRIGUES, M. A. C.; PEREIRA, S. D.; SANTOS, S. B. (Eds). **Baía de Sepetiba - Estado da Arte.** Rio de Janeiro: Corbã, p. 39-59. 2012.

CAPÍTULO 2

RELEVO

Marcelo Eduardo Dantas
Geográfo, Mestre em Geografia, Analista de Geociências do SGB-CPRM, Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro

Carlos Eduardo Osório Ferreira
Geólogo, Mestre em Geologia, Analista de Geociências do SGB-CPRM, Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro

Edgar Shinzato
Engenheiro Agrônomo, Mestre em Produção Vegetal, Analista de Geociências do SGB-CPRM, Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro

2.1 INTRODUÇÃO

A complexa compartimentação geológico-geomorfológica do estado do Rio de Janeiro revela um mosaico de paisagens influenciado, primordialmente, por condicionantes litoestruturais de um intrincado substrato ígneo-metamórfico amalgamado durante o ciclo Brasiliano (HEILBRON *et al.*, 2016) e realçados por uma tectônica de idade Cenozoica (HACKSPACKER *et al.*, 2003), e pela variação do nível relativo do mar, durante o Quaternário Superior. A despeito do fato de que o Rio de Janeiro é um dos menores estados da Federação, com menos de 45.000 km^2, este apresenta um conjunto muito diversificado de padrões e formas de relevo, tanto de agradação (desde extensas planícies fluviais, até vastas planícies fluviomarinhas e feixes de cordões arenosos de origem marinha), quanto de denudação (desde tabuleiros, colinas e morrotes, até serras e escarpas). Um destaque especial deve ser conferido às vertiginosas escarpas das serras do Mar e da Mantiqueira que atingem cotas, por vezes, superiores a 2.000 metros de altitude.

A geomorfologia do estado do Rio de Janeiro apresenta uma notável herança advinda de processos tectônicos gerados após a abertura do Atlântico Sul, fato este já observado desde os estudos de Ruellan (1944), visto que o famoso

catedrático francês já ressaltava, com os rudimentares recursos cartográficos de sua época, os expressivos desnivelamentos topográficos existentes entre os maciços costeiros, a Baixada Fluminense e a serra do Mar, além das reentrâncias representadas pelas baías da Guanabara e de Sepetiba. Ruellan afirmava, então, que a serra do Mar consistia numa frente dissecada de bloco de falha. Ab'Saber e Bernardes (1958) reforçaram as observações de Ruellan ao estudar o vale do rio Paraíba do Sul e suas relações geomorfológicas e tectônicas com as serras do Mar e da Mantiqueira.

Alberto Ribeiro Lamego, ao longo de várias obras de cunho regional, realizou primorosas monografias geográficas (LAMEGO, 1940, 1946, 1948 e 1950), que descreviam, detalhadamente, desde a compartimentação geológico-geomorfológica dos terrenos, permeando uma análise integrada do meio físico e biótico, até o processo histórico de ocupação humana e de configuração regional do estado do Rio de Janeiro. Obras como: *O Homem e a Serra, O Homem e o Brejo, o Homem e a Restinga e o Homem e a Guanabara* são clássicos indispensáveis para todos que querem conhecer, em minúcias, a Geografia do estado do Rio de Janeiro.

Posteriormente, relatórios de geologia estrutural e geotectônica executados no âmbito do Projeto Remac (ASMUS e FERRARI, 1978), além de estudos aprofundados sobre a evolução geológica e tectônica ao longo do Cenozoico, realizados por Almeida (1976), e Riccomini, Sant'Anna e Ferrari (2004), contextualizavam o relevo da fachada atlântica do Sudeste Brasileiro como um sistema de blocos falhados em *horsts* e *grabens* de uma margem passiva da Placa Sul-Americana. Junto ao extenso litoral do estado, desde Paraty até São Francisco do Itabapoana, os processos de entulhamento dessas baixadas fluviomarinhas, assim como a formação dos terraços marinhos, estão intimamente associados às flutuações hidro eustáticas do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior (AMADOR, 1997; FERNANDEZ e ROCHA, 2015; MUEHE e LINS DE BARROS, 2016).

O primeiro trabalho de mapeamento geomorfológico sistemático do estado do Rio de Janeiro foi elaborado por Dantas (2001) em escala de 1:250.000 (Figura 7), como projeto institucional do Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), inspirado nas propostas metodológicas de Ponçano *et al.* (1979) e Ross (1992), estas desenvolvidas para o estado de São Paulo. A partir da evolução desse mapeamento, foram definidas três unidades morfoestruturais (Cinturão Orogênico do Atlântico; Bacias Sedimentares Cenozoicas; e Coberturas Sedimentares Quaternárias) e dez unidades morfoesculturais (Maciços Costeiros; Maciços Alcalinos Intrusivos; Superfícies Aplainadas nas Baixadas Litorâneas; Escarpas Serranas; Planaltos Residuais; Depressões Interplanálticas; Depressões Interplanálticas com Alinhamentos Serranos Escalonados; Tabuleiros de

Bacias Sedimentares; Planícies Fluviomarinhas - Baixadas; e Planícies Costeiras). A partir do reconhecimento das principais unidades morfoestruturais e morfoesculturais do estado do Rio de Janeiro, o trabalho sistemático de mapeamento teve prosseguimento com o mapeamento geomorfológico dos municípios, em escala de semidetalhe (1:25.000). Esse mapeamento, em fase parcial de execução, reconhece morfoestruturas e morfoesculturas subordinadas e promove uma cartografia minuciosa dos padrões de relevo, tornando o mapeamento geomorfológico um produto aplicável ao planejamento territorial em escala de Planos Diretores Municipais. Os mapas municipais podem ser acessados em: http://www.cprm.gov.br.

Uma menção especial deve ser conferida ao trabalho de Silva (2002), que desenvolveu o mapeamento geomorfológico do estado do Rio de Janeiro com base em um método de compartimentação topográfica dos terrenos (MEIS *et al.*, 1982) e que, partindo de uma análise geológica e morfométrica, promoveu uma valiosa e muito útil compartimentação geomorfológica do território fluminense.

Todavia, sem desmerecer a importância da análise regional em pequena escala, a Geomorfologia confere uma expressiva contribuição aos estudos solo-paisagem e a uma compartimentação pedogeomorfológica em estudos mais detalhados. A dinâmica hidrológica em bacias de drenagem, em sua relação de escoamento, infiltração e percolação, tem grande importância na compartimentação pedogeomorfológica da paisagem, sendo mais bem estudada na forma de topossequências, nas quais a configuração geométrica do relevo, analisada em grande escala, é de crucial importância. Assim sendo, em terrenos planos e bem drenados com nível freático profundo, assim como sobre os tabuleiros da Formação Barreiras, ocorre um predomínio dos processos de percolação e infiltração da água no solo e de recarga do aquífero. Nesse caso, os processos de intemperismo químico com formação de profundos regolitos são desencadeados. Por outro lado, normalmente, em terrenos acidentados, como na Região Serrana, ocorre um incremento do escoamento hortoniano em detrimento dos processos de percolação/infiltração da água na matriz do solo. Desse modo, tais terrenos apresentam solos e regolitos menos profundos em decorrência de uma maior suscetibilidade aos processos de erosão e de movimentos de massa e deposição de depósitos de encosta na base das vertentes.

Contudo, há de se ressaltar as taxas elevadas de intemperismo químico sobre o clima tropical de altitude superúmido (precipitação média anual superior a 2.000 mm com curta estação seca) reinante na Região Serrana do Rio de Janeiro, onde, mesmo em relevo montanhoso com vertentes íngremes, são registrados solos e regolitos espessos sobre determinadas litologias menos resistentes ao intemperismo (DANTAS *et al.*, 2019).

A metodologia de análise geométrica das vertentes proposta por Ruhe (1960) é uma das mais eficazes para se proceder à análise das relações solo-paisagem por meio de topossequências (Figura 6). Nesse sentido, o perfil da vertente pode ser subdividido em cinco segmentos: o topo ou interflúvio (*summit*), o ombro ou terço superior (*shoulder*), a meia-encosta ou terço médio (*backslope*), o sopé ou terço inferior (*footslope*) e o sopé colúvio-aluvial, situados nos flancos dos fundos de vales (*toeslope*). Frequentemente, nem todos esses segmentos estão presentes ao longo de uma das vertentes em estudo. Em geral, os perfis de vertentes mais completos ocorrem no domínio de mar-de-morros, como observado no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul.

O topo da elevação ou interflúvio representa uma porção do relevo, de maior ou menor expressão areal, onde ocorre uma maior taxa de infiltração da água no solo, com geração de solos e regolitos mais espessos e intemperizados. Devido a condições favoráveis de percolação e drenagem, predominam cores de ambiente oxidante, avermelhadas ou amareladas, que irão variar conforme as características mineralógicas e estruturais do substrato geológico subjacente.

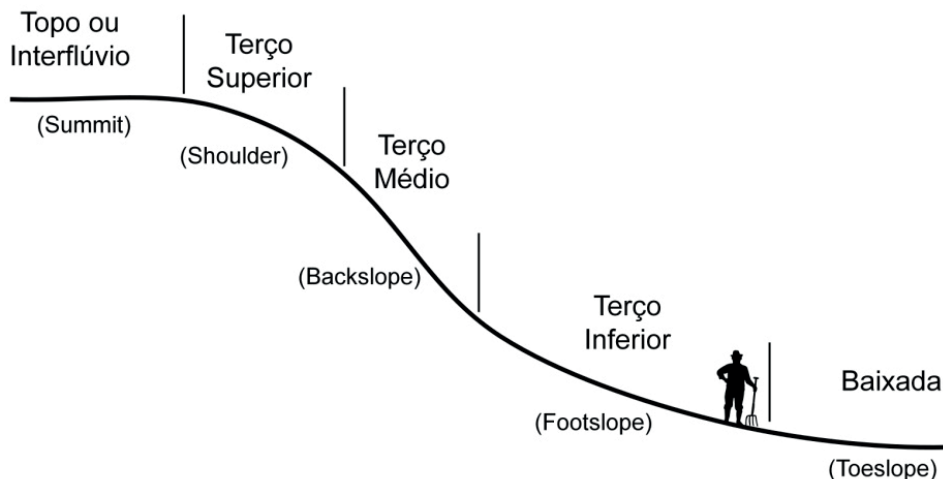



Figura 6. Compartimentos de uma vertente segundo Ruhe.

Fonte: Modificado de Ruhe (1960).

O ombro ou terço superior (*shoulder*) situa-se na alta encosta onde, em geral, são iniciados os diversos tipos de processos erosivos (laminar e lineares) e deflagrados os diversos tipos de movimentos de massa. Desse modo, há uma transferência de sedimentos da alta para a baixa encosta com deposição ao longo de toda a vertente. Devido à prevalência dos processos erosivos, esse segmento da vertente tende a apresentar solos e regolitos menos profundos.

O terço médio ou a meia-encosta consiste, em geral, no segmento de maior declividade e onde ocorre uma maior incidência dos processos erosivos e uma máxima transferência de sedimentos para a baixa encosta. Desse modo, verificam-se solos e regolitos mais rasos nesse segmento da vertente.

A zona de sopé ou terço inferior da vertente situa-se na baixa encosta e consiste numa área de deposição de sedimentos coluvionares oriundos dos segmentos superiores da vertente. Nesse segmento, registram-se solos característicos de ambiente redutor por apresentarem horizontes subsuperficiais de cores acinzentadas e desenvolvimento de mosqueamento e plintitas, devido à drenagem imperfeita.

Por fim, o ponto mais baixo da vertente, bordejando o fundo de vale, consiste na mais expressiva zona deposicional da vertente com sedimentação interdigitada de alúvios e colúvios: a famosa rampa de colúvio de Bigarella e Mousinho, interconectada com os terraços fluviais e planícies de inundação (BIGARELLA e MOUSINHO, 1965), onde dominam os solos profundos e estratificados (Neossolos Flúvicos). Nas planícies aluviais que se espraiam sobre os fundos vales, predominam solos hidromórficos (Gleissolos), com episódica formação de um horizonte H hístico (Organossolos).

No Serviço Geológico do Brasil, há uma preocupação permanente de gerar mapeamentos geomorfológicos que possam ser facilmente compreendidos, assimilados e aplicados pelos diversos setores da Sociedade, em especial, pelos institutos de ensino e pesquisa e pelos órgãos de gestão e planejamento nas três esferas governamentais. Sendo assim, o reconhecimento e o mapeamento das diversas unidades geomorfológicas do Estado são de fundamental importância para a avaliação do impacto decorrente de cada tipo de intervenção e para subsidiar propostas básicas de gestão ambiental e de planejamento ordenado do território. O Zoneamento Agroecológico do estado do Rio de Janeiro, elaborado pela Embrapa (LUMBRERAS *et al*., 2003), representou um dos mais expressivos trabalhos que utilizaram as informações dos mapas geomorfológico e geoambiental, com o objetivo de traçar diretrizes para o desenvolvimento agropecuário de todo o estado, em bases sustentáveis.

2.2 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Neste capítulo, propõe-se, a seguir, uma descrição sistemática da Geomorfologia do estado, com base numa adaptação da compartimentação territorial do Diagnóstico Geoambiental do estado do Rio de Janeiro (DANTAS *et al*., 2001), simplificada e de melhor correlação com diferentes tipos de solos e paisagens. Nesse contexto, o estado do Rio de Janeiro foi subdividido em cinco domínios: a Faixa Litorânea; a Região Serrana; a Depressão do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul; a Depressão do Norte-Noroeste Fluminense; e o Planalto do Alto Rio Itabapoana.

Figura 7. Mapa geomorfológico do estado do Rio de Janeiro (Dantas, 2001).

Disponível em: https://rigeo.cprm.gov.br/jspui/bitstream/doc/17229/

Acesso 22 de maio de 2023.

2.2.1 Faixa litorânea

A Faixa Litorânea estende-se ao longo da linha de costa, desde a baixada de Sepetiba até o Rio Itabapoana, na divisa com o estado do Espírito Santo. Consiste num domínio de notável geodiversidade, abrangendo desde extensas áreas inundáveis, tais como mangues, brejos e baixadas até alinhamentos serranos e maciços costeiros que, por vezes, atingem mais de 1.000 metros de altitude.

Apesar de todas as diferenças internas, o fato de esse domínio estar posicionado entre o litoral e o piemonte da serra do Mar permitiu agrupar todas as unidades relacionadas acima no Domínio Faixa Litorânea. Todavia, as diferenças são marcantes e, para fins de análise, podemos distinguir três subdomínios: a Região Metropolitana, a Região dos Lagos e o Norte Fluminense.

a) A Região Metropolitana abrange as baixadas de Sepetiba, Guanabara e Jacarepaguá, de onde se sobressaem maciços montanhosos, tais como os maciços costeiros da Pedra Branca, Tijuca (Figura 8) e Região dos Lagos e o maciço intrusivo alcalino do Mendanha. Ferrari (1990, 2001) enquadra grande parte da região metropolitana do Rio de Janeiro no denominado Gráben da Guanabara, embutido entre os maciços costeiros e o front da serra do Mar (SILVA *et al*., 2015). A partir dos terrenos montanhosos constituídos pelos maciços costeiros, espraiam-se as planícies fluviomarinhas pontilhadas de relevos residuais, tais como colinas, morros e pequenas serras isoladas, e, por fim, as planícies marinhas que orlam toda a linha de costa.

A escarpa da Serra do Mar compreende um conjunto de escarpas montanhosas festonadas, alinhadas sob direção WSW-ENE. Suas configurações morfológicas são bastante diversificadas, promovidas, principalmente, por condicionantes litoestruturais. Assim sendo, pode-se observar tanto uma muralha montanhosa imponente, como a Serra dos Órgãos (Figura 9), quanto um degrau escarpado mais rebaixado, como a Serra das Araras, devido à ação diferencial dos processos tectônicos e erosivos durante o Cenozoico (DANTAS, 2001).

Os maciços costeiros, como os da Tijuca e da Pedra Branca, consistem em blocos soerguidos durante o Cenozoico, paralelamente ao *front* escarpado da serra do Mar (ASMUS e FERRARI, 1978), podendo ser considerados remanescentes de um antigo ombro meridional do gráben da Guanabara, outrora inserido no Planalto Atlântico e que foi intensamente erodido pelo recuo regressivo da escarpa da Serra do Mar, originada junto à falha de Santos (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998).

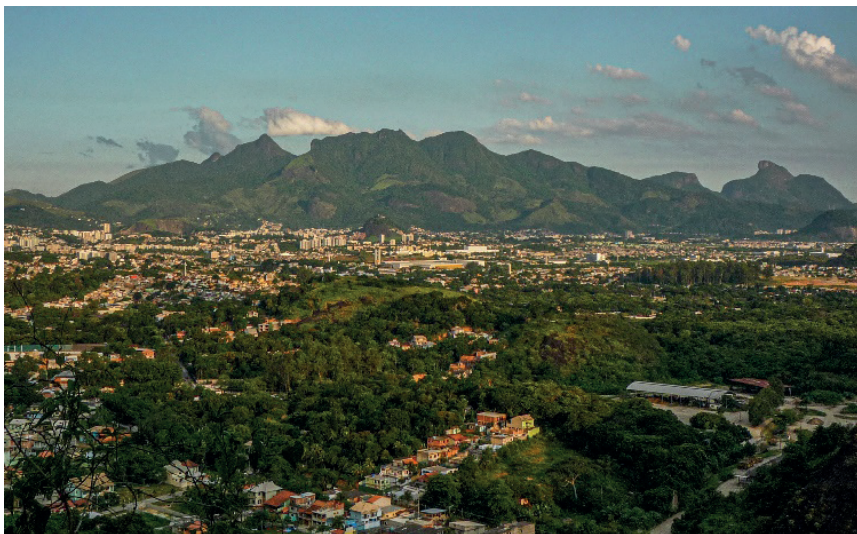



Figura 8. Vista de conjunto da baixada alúvio-coluvionar de Jacarepaguá. Ao fundo, a silhueta de espetacular beleza cênica do flanco oeste do maciço da Tijuca. Município do Rio Janeiro, RJ.
Foto: Marcelo Ambrósio Ferrassoli (Acervo Pessoal).

Figura 9. Escarpa da Serra dos Órgãos exibindo picos alinhados resultantes da denudação diferencial de um paredão granítico fraturado. Destaque para o icônico pico do Dedo-de-Deus. Visada a partir do mirante do Trilha Cartão Postal, em Teresópolis, RJ.
Foto: Helena Pinheiro Dantas e Eduardo Pederneira (Acervo Pessoal).

Tanto as escarpas serranas quanto os maciços costeiros apresentam vertentes íngremes, por vezes rochosas, frequentemente recobertas por depósitos de tálus e colúvios, drenadas por bacias de alta densidade de drenagem (COELHO NETTO, 2005). Os topos são caracterizados por picos aguçados e arredondados (pontões rochosos do tipo "pão-de-

açúcar") ou em cristas alinhadas. Rios que drenam a escarpa da serra do Mar apresentam alta suscetibilidade à ocorrência de enxurradas e corridas de detritos (Figura 10). Assim como as escarpas serranas, os maciços costeiros apresentam uma alta suscetibilidade a movimentos de massa, deflagrados durante eventos pluviais críticos, como os registrados em 1966/67 (MOUSINHO e SILVA, 1968), em 1996 (FERNANDES *et al.*, 2004) e em 2010 (COELHO NETTO et al., 2012; DOURADO *et al.*, 2012).

As planícies fluviomarinhas, por sua vez, consistem em importantes áreas de acumulação e depósitos argilosos de mangue que preenchem o recôncavo das baías de Guanabara (Figura 11) e Sepetiba e áreas expressivas apresentam alta suscetibilidade à inundação e influência da maré. Resultam de uma sucessão de eventos de regressão e transgressão do nível relativo do mar que modelaram sua morfologia original e que, posteriormente, foram modificadas pela intervenção humana (AMADOR, 1997).

As planícies fluviais são constituídas, predominantemente, por Gleissolos Háplicos ou Melânicos e Neossolos Flúvicos que consistem em solos com moderada a boa fertilidade natural, em geral, e são indicados para culturas de ciclo curto, tolerantes ao encharcamento, ou agricultura de várzea com drenagem artificial (LUMBRERAS *et al.*, 2003) (Figura 12). Historicamente, na Baixada Fluminense, as várzeas eram utilizadas para a cultura canavieira desde os primórdios da colonização no século XVI. Nos terrenos bem drenados dos terraços fluviais e das colinas circundantes, desenvolveu-se a cultura da laranja, já no século XX.

Figura 10. Talvegue do Rio Guapimirim apresentando canal de alta energia recoberto por seixos e blocos de dimensão métrica, evidenciando a ocorrência de antigos fluxos de detritos. Sítio urbano de Guapimirim, RJ.

Foto: Rogério Valença Ferreira (Acervo Pessoal).

Figura 11. Planície de maré revestida por manguezais no recôncavo da baía de Guanabara. Rio Macacu – APA de Guapimirim.

Foto: Jennifer Renk (Acervo Pessoal).

Figura 12. Extensa planície fluvial do alto vale do Rio Macacu, próximo ao sopé da escarpa da Serra do Mar. Município de Cachoeiras de Macacu, RJ.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

As planícies lagunares, por sua vez, registram a ocorrência de solos constituídos por depósitos argilosos ricos em matéria orgânica e saturados de água (Gleissolos e Organossolos, segundo CARVALHO FILHO *et al.* (2003). Caracterizam-se pela baixa capacidade de suporte mecânico, sendo sujeitos a recalques ou deformações no solo quando submetidos a cargas (pressões ou forças exercidas sobre o solo) ou, ainda, à subsidência nos Organossolos quando drenados. Casos emblemáticos são registrados na planície fluviolagunar de Jacarepaguá, situada logo à retaguarda dos terraços marinhos arenosos da Barra da Tijuca (DANTAS *et al.*, 2020).

b) A Região dos Lagos e o extenso relevo colinoso situado entre o litoral e o sopé da escarpa da Serra do Mar se estende em direção W-E desde Niterói até Cabo Frio em uma costa contínua, interrompida apenas pelos promontórios rochosos de Itaipuaçu, Ponta Negra, Saquarema e Arraial do Cabo. Entre Cabo Frio e a Baixada Campista, a direção da linha de costa inflete para nordeste. Junto à linha de costa, destaca-se um conjunto de corpos lagunares associados com planícies costeiras que se estendem de Maricá até Macaé. Nesse contexto, destacam-se os sistemas lagunares de Piratininga e Itaipu (Figura 13), na Região Oceânica de Niterói; os de Maricá e Guarapina, na baixada de Maricá; e os de Jaconé e Saquarema, na baixada de Saquarema. Todas essas baixadas estão circundadas por maciços costeiros. A laguna de Araruama é a maior da região e está delimitada, a norte, por um relevo de colinas baixas entre Araruama e São Pedro da Aldeia. Todos os sistemas lagunares têm comunicação natural com o oceano (DANTAS, 2001). Um duplo sistema de barreiras arenosas revestido por vegetação de restinga demarca praticamente todo esse litoral, com praias de espetacular beleza cênica (Figura 14), sendo intercalado por lagunas e brejos intercordões.

Os terraços marinhos localizados nas restingas de Marambaia e Massambaba (Figura 15) e entre Arraial do Cabo e Búzios sofreram retrabalhamento eólico (Figura 16), gerando campos de dunas de grande expressão e diversidade, com registro de dunas barcanas, parabólicas e nebkas (FERNANDEZ e ROCHA, 2015). Entre Macaé e Quissamã, na planície marinha de Jurubatiba, foi empilhada uma sucessão de cristas de cordões arenosos, apresentando uma série de pequenas lagunas situadas ao longo da linha de costa, sendo que algumas delas apresentam direção ortogonal ao litoral. Destaca-se, nesse contexto, a lagoa de Carapebus. Tais lagunas são nitidamente truncadas pelo cordão litorâneo em linha de costa transgressiva (DIAS e GORINI, 1980; FERNANDEZ e ROCHA, 2015).

Figura 13. Lagoa de Itaipu em meio ao sistema lagunar da Região Oceânica de Niterói, RJ. Ao fundo, maciço costeiro de Niterói.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

Figura 14. Praia das Conchas em área de grande potencial turístico na Região dos Lagos. Município de Cabo Frio, RJ.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

Figura 15. Reverso do terraço marinho pleistocênico no entorno da lagoa de Jacarepiá. Município de Araruama, RJ.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

Figura 16. Vista panorâmica do campo de dunas da planície marinha de Tucuns. Município de Armação dos Búzios, RJ.
Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

Os vastos terrenos colinosos de declividades suaves, com topografia uniforme e topos subnivelados de baixas amplitudes de relevo, registram muito modestas elevações, entre 40 e 120 metros de altitude (Figura 17). Estão posicionados à retaguarda das barreiras

arenosas e das lagunas hipersalinas, são constituídos por solos profundos e bem drenados (Latossolos Vermelho-Amarelos e Amarelos e Argissolos Vermelho-Amarelos e Amarelos).

Figura 17. Domínio de colinas amplas e suaves. Ao fundo, a Serra de Sapiatiba. Município de São Pedro d'Aldeia, RJ.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

Os vales dos rios São João, Macaé, Macabu e Imbé consistem em extensas áreas inundáveis ladeadas por colinas isoladas pela sedimentação fluvial. Os baixos vales desses rios constituem vastas zonas embrejadas de acumulação fluviomarinha (Figura 18). Alinhamentos serranos isolados com paredões rochosos, representados pelos maciços de Macaé e de Conceição de Macabu e pelo maciço de Itaoca, se destacam topograficamente em meio às baixas colinas (DANTAS, 2001). Destaca-se, nesse contexto, o imponente Morro de São João (Figura 19), que se eleva a mais de 700 metros de altitude em meio ao arco de praias formado entre os promontórios de Búzios e Rio das Ostras.

As colinas e morrotes isolados presentes nos promontórios de Arraial do Cabo e de Búzios apresentam solos pouco espessos e pedregosos (Cambissolos, Argissolos Vermelhos e Vermelho – Amarelos e alguns Luvissolos) devido à ocorrência de um clima mais seco, com precipitações anuais inferiores a 700 mm/ano, associados a uma vegetação nativa transicional entre floresta caducifólia e caatinga hipoxerófila, numa associação peculiar entre geodiversidade, clima e biodiversidade (DANTAS *et al*., 2001; SANTOS *et al*., 2019).

Os cordões litorâneos são constituídos de sedimentos arenosos bem selecionados, de origem marinha, gerando terrenos bem drenados de alta porosidade e permeabilidade, com predomínio de Espodossolos e Neossolos, de baixa fertilidade natural e excessivamente drenados, apresentando, portanto, baixa capacidade de armazenamento de água e nutrientes.

Figura 18. Canal de drenagem escavado em solos turfosos (Organossolos) para rebaixamento do nível freático regional no baixo vale do Rio Macabu. Município de Campos dos Goytacazes, RJ.

Foto: Victor Hilquias Alves (Acervo Pessoal).

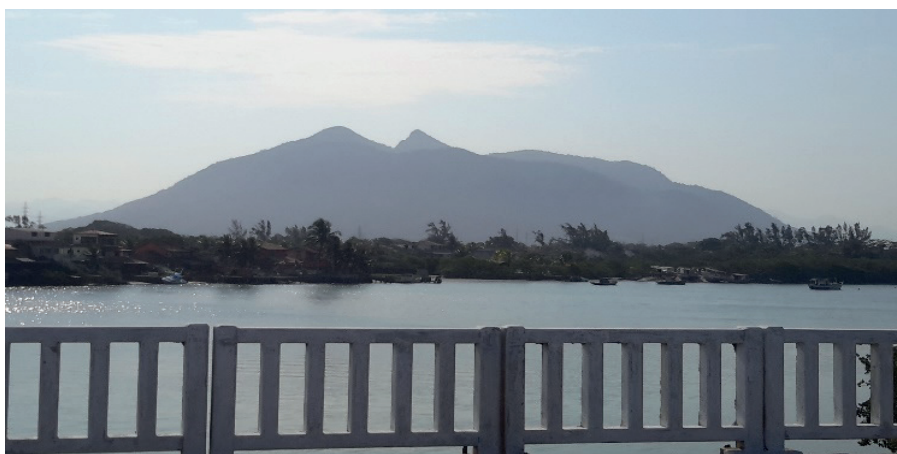



Figura 19. Aspecto imponente do maciço intrusivo alcalino de conformação dômica do Morro de São João que se destaca topograficamente em meio à planície costeira circundante. Barra de São João, município de Casimiro de Abreu, RJ.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

A despeito de tais condições adversas para a prática agrícola, esse ambiente de restingas é utilizado para cultivo, em sistemas irrigados, de abacaxi, coco e caju (LUMBRERAS *et al*., 2003), visto que são culturas adaptadas a esses solos arenosos. Ressaltam-se, ainda, processos de erosão costeira ao longo de diversos trechos da linha da costa, muitos dos quais agravados por uma ocupação urbana inadequada que, em diversos casos, invade o prisma praial ou interfere na dinâmica de deriva litorânea de sedimentos. Os campos de dunas, por sua vez, constituem-se de areias quartzosas de

granulometria fina, bem selecionadas e arredondadas, inconsolidadas, friáveis, pouco coesas e muito permeáveis. Todavia, representam ambientes muito frágeis, com muitas espécies endêmicas e altamente suscetíveis à erosão hídrica e eólica (DANTAS *et al.*, 2020).

Por fim, o Norte Fluminense caracteriza-se pelo desenvolvimento da extensa planície fluviodeltaica do Rio Paraíba do Sul, numa região tradicionalmente denominada de baixada Campista, que abrange também os baixos vales dos rios Paraíba do Sul e Muriaé, e de canais que afluem para a Lagoa Feia: os rios Macabu e da Prata. Essa extensa zona deposicional quaternária caracteriza-se pela geração de uma baixada fluviolagunar, constituída por uma vasta zona de brejos entre Cabo de São Tomé e o entorno da Lagoa Feia e isolada do oceano por um simples cordão litorâneo (Figura 20). Esses terrenos inundáveis estão pontilhados por diversas lagunas e banhados e apresentam uma complexa associação de solos com altos teores de sais e enxofre em sua matriz, abrangendo Organossolos, Planossolos Nátricos, Gleissolos Tiomórficos e Gleissolos Sálicos (CARVALHO FILHO *et al.*, 2003).

No entorno da desembocadura do Rio Paraíba do Sul desenvolve-se um sistema de feixes truncados de cordões arenosos em linha de costa progradante, demonstrando uma notável variação morfodinâmica com períodos de progradação, alternados com períodos de retrogradação do delta do Rio Paraíba do Sul nos últimos 5.000 anos. O processo de erosão costeira experimentado pela vila de Atafona, agravado pela intervenção humana na bacia do Rio Paraíba do Sul, ressalta a fragilidade morfodinâmica dessa área (VASCONCELOS *et al.*, 2021).

Figura 20. Mosaico de ambientes deposicionais fluviodeltaicos, marinhos e lagunares do vasto brejo do delta do Rio Paraíba do Sul. Município de Campos dos Goytacazes, RJ.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

A baixada fluviodeltaica construída pelo Rio Paraíba do Sul, por sua vez, possui solos mais bem drenados ou com drenagem artificial e de moderada a boa fertilidade natural (Gleissolos Háplicos ou Melânicos, Neossolos Flúvicos e Cambissolos Flúvicos), historicamente utilizados para o cultivo de cana-de-açúcar.

À retaguarda da baixada Campista desenvolve-se uma ampla zona de baixas superfícies tabulares, posicionadas entre 20 e 70 metros de altitude e sulcadas por uma rede de canais que converge diretamente para o oceano, produzindo vales em U, com vertentes declivosas e fundos chatos, recobertos por sedimentação fluvial ou fluviolagunar (DANTAS, 2001). São os tabuleiros costeiros modelados em rochas sedimentares pouco litificadas da Formação Barreiras, de idade Neógena (MORAIS *et al.*,2006), ocupando extensas áreas de Quissamã, Campos dos Goytacazes e São Francisco do Itabapoana, com desenvolvimento de solos profundos e bem drenados, com baixa suscetibilidade à erosão (predomínio de Latossolos Amarelos e Argissolos Amarelos, segundo Carvalho Filho *et al.*, 2003). Em Ponta Buena, município de São Francisco do Itabapoana, os tabuleiros atingem o litoral gerando falésias ativas e plataformas de abrasão, de grande beleza cênica (Figura 21).

Figura 21. Falésias geradas a partir da abrasão marinha sobre depósitos da Formação Barreiras. Ponta do Retiro, município de São Francisco do Itabapoana, RJ.

Foto: Edgar Shinzato (Acervo Pessoal).

2.2.2 Região serrana

A Região Serrana estende-se por todo o domínio montanhoso representado pela Serra do Mar e atravessa, numa direção WSW-ENE, praticamente todo o estado do Rio de Janeiro, concordante aos controles litoestruturais do substrato ígneo-metamórfico, herdados de uma tectônica brasiliana e realçados pelo soerguimento epirogenético cenozoico, que comandam a evolução geomorfológica da Região Serrana e do Vale do Paraíba ao longo do Cenozoico (COELHO NETTO, 1999; TUPINAMBÁ *et al.*, 2012; PINTO *et al.*, 2018; FREITAS *et al.*, 2022). A Serra do Mar (Figura 22) estende-se desde o litoral norte do estado de São Paulo, sob denominação local de serra da Bocaina, até a Serra do Imbé ou Desengano, às margens do Rio Paraíba do Sul, próximo a Campos dos Goytacazes e São Fidélis, já no Norte Fluminense. No reverso dessa escarpa serrana, estende-se um conjunto de terras altas, constituídas por uma extensa zona planáltica com relevo ondulado como o Planalto da Bocaina e, por vezes, profundamente dissecada em um relevo montanhoso, tais como o planalto reverso da Região Serrana e a própria Serra do Desengano (DANTAS, 2001).

A escarpa da Serra da Mantiqueira ocupa, em território fluminense, apenas um pequeno trecho, junto ao maciço alcalino do Itatiaia (alto vale do Rio Preto, em Visconde de Mauá), separando o Médio Vale do Rio Paraíba do Sul do Planalto do Alto Rio Grande, este em território mineiro (DANTAS *et al.*, 2001). Nesse fragmento da Mantiqueira se localiza o pico das Agulhas Negras, ponto culminante do estado do Rio de Janeiro, com 2.787 metros de altitude (Figura 23).

Em sua porção central, que se estende desde Miguel Pereira até Santa Maria Madalena, a Região Serrana apresenta, em geral, um relevo acidentado e muito diversificado, típico de um planalto dissecado, alçado em cotas que variam entre 700 e 1.500 metros de altitude, com picos graníticos que atingem 2.000 metros, sendo composto por bacias de drenagem com vales aprofundados de 300 a 500 metros de desnivelamento, exibindo, frequentemente, vertentes íngremes e paredões rochosos subverticais (Figura 24).

Destacam-se, nesse contexto, as bacias dos rios Piabanha, Paquequer, Negro, Grande e do Colégio, assim como as bacias atlânticas dos altos cursos dos rios Macaé, Macabu e Imbé, alternando um relevo de morros altos a montanhosos e degraus escarpados. As baixas vertentes estão, frequentemente, recobertas por rampas de colúvio e tálus (Figura 25), que são naturalmente instáveis e sujeitas a movimentos de massa, como rastejos e deslizamentos rotacionais. Sendo assim, tais depósitos possuem uma instabilidade geotécnica intrínseca à sua gênese. Subordinadamente, ocorrem compartimentos colinosos no interior da zona planáltica sob forma de alvéolos intramontanos. Tais terrenos apresentam, localmente, planícies fluviais mais extensas e vales mais alargados com amplitudes de relevo mais baixas. Foi justamente nessas zonas alveolares e menos acidentadas que se estabeleceram os sítios urbanos de Petrópolis (alto Rio Piabanha), Teresópolis (alto Rio Paquequer) e Nova Friburgo (Rio Bengalas).

Figura 22. Front do majestoso escarpamento da Serra dos Órgãos no platô Açu – Pedra do Sino, junto ao colo de Teresópolis. Divisa entre os municípios de Guapimirim e Cachoeiras de Macacu, RJ.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

Figura 23. Paisagem altomontana, alçada a cerca de 2.500 metros de altitude, de inusitado aspecto extratropical, apresentando solos rasos, caneluras em afloramentos fraturados de sienito e uma profusão de blocos e matacões ao longo das vertentes. Ao fundo, o pico das Agulhas Negras. Alto vale suspenso do Rio Campo Belo. Parte alta do Parque Nacional de Itatiaia, RJ.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

Figura 24. Típico relevo montanhoso da Região Serrana do Rio de Janeiro. Maciço da Caledônia. Município de Nova Friburgo, RJ.

Foto: Marcelo Ambrósio (Acervo Pessoal).

Figura 25. Cone detrítico constituído por depósito de tálus repleto de blocos métricos, oriundo de vertente escarpada de maciço granítico em domínio montanhoso da Região Serrana. Rodovia RJ-146, nas cercanias de Santa Maria Madalena, RJ.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

A despeito do relevo acidentado, os solos da Região Serrana são bastante diversificados, variando desde um predomínio de solos rasos e jovens nos terrenos montanhosos (Cambissolos Háplicos, Neossolos Litólicos e Afloramentos de Rocha) até solos mais profundos, com maior desenvolvimento pedogenético e bastante lixiviados (Latossolos Vermelho-Amarelos e Cambissolos Húmicos) nos relevos de colinas e morros altos. Tal fato pode ser elucidado em decorrência de um clima bastante úmido proporcionado pela barreira física imposta pela Serra do Mar ao avanço dos sistemas frontais (efeito orográfico). Assim, as escarpas serranas e, em especial, a Serra da Bocaina e a Serra Órgãos, registram um clima tropical de altitude superúmido e precipitação média superior a 2.000 mm/ano (DANTAS *et al.*, 2001). Apenas a Serra das Araras e a porção terminal da serra do Imbé, mais rebaixadas e recuadas, apresentam totais anuais inferiores a 1.500mm e solos menos lixiviados (predomínio de Argissolos Vermelho-Amarelos e Vermelhos Eutróficos, segundo CARVALHO FILHO *et al.*, 2003).

As planícies e baixas vertentes embutidas no relevo serrano entre Petrópolis, Sumidouro e Trajano de Moraes consistem num importante cinturão olerícola do estado do Rio de Janeiro, cujos principais municípios produtores são Teresópolis e Nova Friburgo (Figura 26). O clima úmido e ameno favorece, portanto, as atividades turísticas e o incremento dos sistemas agroflorestal e agroecológico.

As superfícies planálticas mais elevadas do estado do Rio de Janeiro apresentam uma peculiar geodiversidade e biodiversidade de altas montanhas tropicais do Sudeste Brasileiro e localizam-se no Planalto do Itatiaia (alto vale do Rio Campo Belo, alçado a 2.500 metros de altitude) e no Planalto do Açu, entre Petrópolis e Teresópolis, este alçado a mais de 2.000 metros de altitude (PESSOA *et al.*, 2021). Esses planaltos alçados possuem um clima excessivamente frio e solos muito rasos para o desenvolvimento da cobertura florestal. Nesses planaltos muito elevados, os terrenos são recobertos por campos de altitude onde também se observa a presença de solos com horizontes hísticos, como os Organossolos na parte alta do Parque Nacional de Itatiaia (Figura 27) (DANTAS *et al.*, 2001; SOARES *et al.*, 2016).

As características geomorfológicas e climáticas da Região Serrana a tornam uma vasta zona de alta suscetibilidade a movimentos de massa. O incremento populacional e a expansão da malha urbana das principais cidades da Região Serrana são desafios para o ordenamento territorial urbano em terrenos montanhosos. Por outro lado, eventos extremos com chuvas de grande magnitude e que possuíam rara recorrência estão ocorrendo com cada vez mais frequência, o que pode ser um indício de uma alteração no padrão de chuvas na Região Serrana em decorrência de mudanças climáticas. Essa nefasta combinação de crescimento desordenado com incremento de eventos extremos tem acarretado desastres socioambientais (não naturais) que têm assolado periodicamente a região com trágico montante de centenas de vítimas a cada evento pluvial crítico, como ocorrido em 1988, 2011 e 2022 (GUERRA *et al.*, 2007; DOURADO *et al.*, 2012; COELHO NETTO *et al.*, 2013; MODESTO *et al.*, 2022).

Figura 26. Extensa planície fluvial e baixas vertentes do fundo de vale do alto Rio Grande com produção agrícola intensiva (distrito de Salinas, integrante do cinturão olerícola da Região Serrana do Rio de Janeiro). Ao fundo, o maciço granítico dos Três Picos. Município de Nova Friburgo, RJ.
Foto: Marcelo Ambrósio (Acervo Pessoal).

Figura 27. Desenvolvimento de Organossolos em fundo de vale do Rio Campo Belo situado no topo do maciço alcalino intrusivo de Itatiaia, a cerca de 2.400 metros de altitude. O microclima local, excessivamente frio, permite a preservação da matéria orgânica. Parte alta do Parque Nacional de Itatiaia, RJ.

Foto: Edgar Shinzato (Acervo Pessoal).

O planalto da Região Serrana localiza-se imediatamente a norte do reverso montanhoso da Serra do Mar, analisado anteriormente, e constitui-se de um relevo bastante movimentado, contudo, com declividades e amplitudes de relevo bastante inferiores aos da Região Serrana propriamente dita, principalmente à medida que esses terrenos se aproximam da calha do baixo-médio curso do Rio Paraíba do Sul, entre Anta e Itaocara (DANTAS *et al.*, 2001). Essa região compreende, predominantemente, um relevo de morros altos, por vezes entremeados com montes rochosos do tipo "pães-de-açúcar" e ocorrência subordinada de colinas e morros baixos em alvéolos intramontanos ou topos de planaltos pouco dissecados. Os municípios de São José do Vale do Rio Preto, Duas Barras, Carmo, Cantagalo, Cordeiro e São Sebastião do Alto integram o planalto da Região Serrana. Observa-se um gradiente de decréscimo de pluviosidade tanto no sentido norte, em direção à calha do Rio Paraíba do Sul, quanto em direção leste, rumo ao Noroeste Fluminense. Essa redução de umidade se reflete tanto em solos pouco profundos e menos lixiviados, quanto pela composição florística de uma Mata Atlântica Subcaducifólia, em contraste com a Mata Atlântica Perenifólia que viceja na Serra do Mar (CARVALHO FILHO *et al.*, 2003). Tanto o vale encaixado do Rio Paraíba do Sul como o baixo vale do Rio Grande consistem em áreas menos úmidas desse planalto (DANTAS *et al.*, 2001).

Entre o topo do planalto e a calha do Rio Paraíba do Sul, desenvolve-se a escarpa reversa do planalto da Região Serrana, com desnivelamentos entre 300 e 600 m, condicionada num extenso lineamento estrutural de direção aproximada WSW-ENE, por aproximadamente 100 quilômetros de extensão. Sua configuração morfológica é marcada por degraus escalonados e vertentes íngremes e abruptas, com alta suscetibilidade a movimentos de massa, que mergulham em direção à calha do Rio Paraíba do Sul (Figura 28). Em determinados trechos, essa escarpa de borda de planalto apresenta-se intensamente dissecada por meio de recuos erosivos. As serras do Gavião, do Cândido e das Águas Quentes formam a porção leste desse escarpamento e delimitam seu contato com os terrenos baixos modelados em mares-de-morros das depressões interplanálticas dos rios Negro e Pomba (DANTAS, 2001).

O Rio Paraíba do Sul, situado no segmento entre Três Rios e Itaocara, encontra-se fortemente controlado por uma grande zona de cisalhamento denominada de lineamento Além-Paraíba (ALMEIDA *et al.*, 1976). Tais condicionantes litoestruturais mantêm uma direção firmemente retilínea do Rio Paraíba do Sul, assim como do relevo de morrotes e morros baixos alinhados e com alta suscetibilidade à erosão e movimentos de massa, a despeito de suas baixas amplitudes de relevo (Figura 29). Freitas *et al.* (2022) avaliam que esse extenso segmento estrangulado do baixo-curso do Rio Paraíba do Sul (*o ombro de Sapucaia*) representa o último estágio de abertura da bacia de drenagem para o Oceano durante o Neógeno, transformando a bacia do Rio Paraíba do Sul de endorreica para exorreica.

Figura 28. Topo do degrau escarpado do planalto reverso da Região Serrana. Relevo movimentado de morros altos. Ao fundo, o front da Serra da Mantiqueira, já em Minas Gerais. Município de Carmo, RJ. Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

Figura 29. Vale retilíneo do Rio Paraíba do Sul percorrendo o *strike* de paragnaisses miloníticos com foliação verticalizada do Lineamento Além Paraíba. Município de Carmo, divisa RJ/MG.

Foto: Ricardo de Lima Brandão (Acervo Pessoal).

O Litoral Sul Fluminense representa o segmento da Serra do Mar que atinge o litoral. Desse modo, a configuração morfológica de sua linha de costa é totalmente distinta da registrada no restante do estado, descrita no Domínio da Faixa Litorânea. Ou seja, o Litoral

Sul Fluminense guarda muitas semelhanças com a Região Serrana, apresentando vertentes muito íngremes e solos pouco espessos na porção escarpada (Cambissolos Háplicos, Neossolos Litólicos e Afloramentos de Rocha) e possantes depósitos gravitacionais no piemonte da Serra da Bocaina. Nas baixadas fluviomarinhas, desenvolve-se uma miríade de solos hidromórficos (Gleissolos, Organossolos e Solos Indiscriminados de Mangue).

O Litoral Sul Fluminense se estende de Paraty, na divisa com o estado de São Paulo, até Itaguaí. Caracteriza-se por um litoral recortado por costões rochosos, intercalados por pequenas praias de enseada num cenário de vertentes íngremes da escarpa da Serra da Bocaina e delineado pelas baías da Ilha Grande e de Sepetiba, estas pontilhadas por centenas de ilhas costeiras, com destaque inconteste para a Ilha Grande. Situadas no recôncavo de pequenas reentrâncias desse litoral recontado, desenvolvem-se exíguas planícies fluviomarinhas com sedimentação de cordões arenosos e extensos manguezais, no interior das baías de Mangaratiba, Japuíba, da Ribeira e Paraty, além da foz do Rio Mambucaba.

A escarpa da Serra da Bocaina consiste numa imponente escarpa da borda de planalto que se caracteriza como uma verdadeira muralha montanhosa, alçada por tectônica a mais de 1.000 - 1.400 metros de altitude (Figura 30). Rios que drenam o Planalto da Bocaina descem vertiginosamente a escarpa em direção aos fundos de enseadas e embaíamentos da baía da Ilha Grande, tais como os rios do Funil, Mambucaba, Bracuí-Paca Grande e Ariró (DANTAS, 2001).

Figura 30. Foto panorâmica da escarpa da Serra da Bocaina drenada pelo alto vale do Rio Perequê-Açu. Em detalhe, destacam-se quedas de lascas e deslizamentos translacionais rasos no contato solo-rocha em vertentes íngremes revestidas por solos rasos em ambiente de mata atlântica. Estrada Paraty-Cunha (RJ-165). Município de Paraty, RJ.

Foto: Otávio Miguez da Rocha Leão (Acervo Pessoal).

Desse modo, esses rios apresentam alta suscetibilidade à ocorrência de enxurradas e corridas de detritos, e o conjunto da escarpa da Serra da Bocaina, que experimenta uma elevada pluviosidade média anual, entre 1.800 e 2.000 mm, apresenta alta suscetibilidade a movimentos de massa. Angra dos Reis, a principal cidade da região, que foi submetida a um processo de expansão urbana acelerada e desordenada em direção às planícies fluviomarinhas e às encostas íngremes dos contrafortes da Serra do Mar, contabiliza dezenas de comunidades em áreas de risco de inundação e movimentos de massa (PIMENTEL, 2010), num cenário similar aos das maiores cidades da Região Serrana (Petrópolis e Nova Friburgo).

2.2.3 Depressão do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul

O Médio Vale do Rio Paraíba do Sul consiste numa extensa e alongada depressão interplanáltica gerada pela tectônica Cenozoica que rifteou a fachada atlântica do Sudeste Brasileiro (AB'SABER e BERNARDES, 1958; ALMEIDA, 1976; ASMUS e FERRARI, 1978; COELHO NETTO, 1999; DANTAS, 2001; RICCOMINI *et al*., 2004; SHINZATO *et al*., 2016; FREITAS *et al*., 2022). A depressão interplanáltica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul encontra-se embutida entre o reverso da Serra do Mar e o front da escarpa da Serra da Mantiqueira, entre as localidades de Três Rios e Itatiaia e, prolongando-se a oeste, pelo Vale do Paraíba paulista (Figura 31).

Figura 31. Relevo movimentado de colinas e morros baixos do domínio de mar-de-morros do Médio Vae do Rio Paraíba do Sul. Ao fundo, o relevo acidentado da escarpa norte do planalto da Serra da Bocaina. Represa do Funil. Município de Itatiaia, RJ.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

A configuração morfológica regional é típica do domínio morfoclimático dos mares de morros florestados, tão decantados por Ab'Saber (2003). Representa um relevo característico de colinas e morros baixos com vertentes convexas ou convexo-côncavas, de baixa a média amplitudes de relevo, posicionadas em cotas que variam de 400 a 600 metros de altitude. Apresenta declividades moderadas e topos arredondados ou alongados e subnivelados. O clima tropical subúmido, com curta estação seca no inverno, apresenta precipitação média entre 1.200 e 1.800 mm/ano, propiciando a formação de solos mais profundos e lixiviados, com predomínio de Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos e Argissolos Vermelho-Amarelos Distróficos latossólicos e, ainda, Latossolos Amarelos e Argissolos Amarelos em áreas de menor declive (CARVALHO FILHO *et al*., 2003).

Uma faixa estreita e contínua de aproximadamente 5 quilômetros de largura, que se prolonga de Três Rios a Barra Mansa, é caracterizada por morrotes alinhados e colinas baixas, com amplitudes de relevo inferiores a 50 metros, e encontra-se imprensada por colinas mais elevadas e morros baixos do domínio de Mar de Morros circundante. Trata-se de um importante segmento do lineamento Além-Paraíba, de direção WSW-ENE. Apesar das baixas amplitudes de relevo, tais terrenos apresentam moderada a alta suscetibilidade à erosão laminar, voçorocamentos e movimentos de massa, devido ao intenso intemperismo químico gerado em paragnaisses miloníticos, como registrado em Barra do Piraí (DANTAS *et al*., 2015). Entre os rios Paraíba do Sul e Preto, observa-se uma sequência de alinhamentos serranos escalonados, de direção WSW-ENE, que se configuram como contrafortes da Serra da Mantiqueira, tais como as serras da Concórdia, do Rio Bonito e das Abóboras. Essas serras podem formar corredores de Mata Atlântica de grande importância para manutenção e regeneração do ecossistema florestal (DANTAS *et al*., 2001).

Estudos conduzidos na bacia do Rio Bananal (RJ/SP) e em áreas adjacentes revelam uma complexa evolução geomorfológica desse domínio colinoso do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul ao longo do Quaternário Superior. Nesse contexto, destaca-se nos fundos de vales uma expressiva sedimentação aluvio-coluvionar quaternária, materializada em planícies de inundação, terraços fluviais e rampas de alúvio-colúvio (MEIS e MOURA, 1984; MOURA *et al*., 1991; PEIXOTO e MOURA, 1993; COELHO NETTO, 1999; MELLO *et al*., 1999a; COELHO NETTO *et al*., 2020). As vertentes das colinas e morros estão, frequentemente, revestidas por distintas gerações de depósitos coluvionares, derivadas de diferentes eventos erosivo-deposicionais ocorridos no Quaternário. São os famosos Complexos de Rampas, de Meis e Monteiro (1979) (Figura 32).

Figura 32. Fundo de vale de cabeceira de drenagem entulhado de sedimentos aluvio-coluviais depositados em forma de rampas espraiadas, documentando uma paisagem submetida a intensos processos erosivo-deposicionais pretéritos. Cicatrizes nas altas encostas testemunham a magnitude de tais processos na região. Rodovia RJ-161, entre as localidades de Resende (RJ) e Formoso (SP). Município de Resende, RJ.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

A partir de uma análise sistemática da morfologia dos fundos de vales principais da bacia dos rios Bananal e Barreiro de Baixo (DANTAS e COELHO NETTO, 1991), observa-se uma alternância sucessiva de alvéolos e estrangulamentos, sendo estes correlacionados à ocorrência de níveis de base locais (*knickpoints*). Eirado Silva *et al.* (1993) demonstram que os *knickpoints* estão fortemente controlados pelos condicionantes litológicos e estruturais do substrato rochoso, orientados geralmente por direções de fraturamento, concordantes ao mergulho ou antimergulho das camadas dos gnaisses aflorantes na região. Dantas *et al.* (1994, 1995), por sua vez, avaliam a importância dos *knickpoints* na retenção de sedimentos à montante promovendo, desta forma, uma estocagem diferencial de sedimentos nas bacias de drenagem suspensas.

No domínio das encostas, por sua vez, os processos geomorfológicos são muito ativos, avaliados por meio da análise de voçorocamentos (COELHO NETTO et al., 1988; CAMBRA *et al*., 1995; ROCHA LEÃO *et al*., 2003; COELHO NETTO, 2003); de processos de inversão de relevo e captura de drenagem (COELHO NETTO e FERNANDES, 1990; DANTAS e COELHO NETTO, 1996; COELHO NETTO, 1999); e na geração de concavidades estruturais (AVELAR e COELHO NETTO, 1992; COELHO NETTO, 2003) (Figura 33).

Figura 33. Concavidade conchoidal em domínio colinoso demonstrando, nas vertentes superiores mais declivosas, o estabelecimento de processos de erosão laminar e linear (sulcos e ravinas). No eixo da concavidade (*hollow*), de declividade mais suave, observa-se a deposição de uma rampa de alúvio-colúvio que, a jusante, se interdigita com os depósitos fluviais no vale principal. Estrada RJ-135, entre as localidades de Andrade Pinto e Rio das Flores. Município de Rio das Flores, RJ.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

A intensa atuação dos processos geomorfológicos na região pode ser entendida como uma derivação da mudança climática da transição Pleistoceno-Holoceno (COELHO NETTO *et al*., 1995; DANTAS, 1995; COELHO NETTO, 1999) ou por reativações neotectônicas que geraram a denominada Aloformação Manso (MELLO *et al*., 1999b). Todavia, estudos posteriores demonstram que tal efetividade erosiva não se estende para todo o Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (COELHO NETTO *et al*., 1997; DANTAS, 2001; XAVIER e COELHO NETTO, 2021), mas restringe-se a uma faixa que se estende do sopé do Planalto da Bocaina à calha do Rio Paraíba em sua margem direita, entre as localidades de Volta Redonda e Itatiaia (DANTAS *et al*., 2012).

A porção central do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul apresenta um nítido controle litoestrutural produzido pela tectônica extensional que gerou as bacias sedimentares continentais, tais como as bacias de Resende e Volta Redonda (RICCOMINI *et al*., 2004; RAMOS *et al*., 2006). Nessas áreas desenvolvem-se as mais extensas planícies fluviais do Rio Paraíba do Sul, com solos de boa fertilidade natural (predomínio de Neossolos Flúvicos e Cambissolos Háplicos Eutróficos, segundo CARVALHO FILHO *et al*., 2003). Tabuleiros ou colinas tabulares com amplitudes de relevo muito baixas, embutidos em cotas entre 430 e 460 metros de altitude, são modelados sobre rochas sedimentares pouco litificadas de

idade Paleógena, gerando um relevo regional mais plano ou suavemente dissecado, em contraste com o relevo movimentado do "mar-de-morros" circundante (Figura 34). Sobre os tabuleiros, os solos predominantes são os Latossolos Amarelos e Argissolos Amarelos (CARVALHO FILHO *et al*., 2003).

Figura 34. Vista panorâmica da planície aluvial do Rio Paraíba do Sul, a partir dos tabuleiros da bacia sedimentar de Resende (Resende, RJ). Município de Resende, RJ.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

Toda essa vasta região sofreu uma severa degradação ambiental em decorrência do Ciclo do Café, que remonta ao princípio do século XIX, num período em que praticamente toda a floresta original foi progressivamente queimada e destruída numa impiedosa Marcha do Café, ávida por solos que apresentavam boa fertilidade natural devido à ciclagem de nutrientes no interior da floresta. Técnicas rudimentares de cultivo de extensas plantações de café promoveram, em larga escala, a erosão e o rápido esgotamento dos solos subsequentes à inteira remoção da cobertura florestal. Daí a necessidade de empreender, sucessivamente, o desmatamento de novas áreas de Mata Atlântica até transformar o Vale do Paraíba num deserto de árvores no final do século XIX. Desse modo, o modelo econômico agroexportador da aristocracia escravocrata cafeeira exauriu as potencialidades naturais da região, devido ao dramático esgotamento dos solos e à acelerada erosão das vertentes, atreladas ao desequilíbrio da dinâmica climática e hidrológica regional (DANTAS e COELHO NETTO, 2018). A introdução de um período de estiagem no Médio Paraíba deve-se exclusivamente à retirada da cobertura florestal original e de seus efeitos de

regulação térmica e de umidade, provenientes do sombreamento e da evapotranspiração. O desequilíbrio ambiental praticado no Médio Paraíba foi tão drástico e abrangente, que Lazos-Ruiz *et al*. (2018) sugerem que o início do Antropoceno no Sudeste Brasileiro foi desencadeado a partir do Vale do Paraíba no século XIX, em decorrência do Ciclo do Café. Até a atualidade, boa parte da região encontra-se estagnada, marcada por um cenário de pastagens degradadas. Apenas no Noroeste Fluminense, pode-se vislumbrar um cenário de tamanha degradação ambiental em escala regional (DANTAS *et al*., 2001).

2.2.4 Depressão do Norte-Noroeste fluminense

O Norte-Noroeste caracteriza-se como uma extensa depressão interplanáltica intercalada por alinhamentos serranos escalonados sendo delimitada, a sul-sudoeste, pelo planalto da Região Serrana e, a norte, pelo planalto Sul Capixaba. Essa depressão prolonga-se a oeste pela Zona da Mata Mineira, mantendo uma morfologia bastante parecida. A leste, o relevo dominante de colinas baixas é substituído pelos tabuleiros da Formação Barreiras ou pelas planícies da Baixada Campista. Esse vasto domínio abarca a porção fluminense das bacias dos rios Pomba, Muriaé e Itabapoana e o baixo curso do Rio Negro (DANTAS *et al*., 2001).

A depressão interplanáltica do Norte-Noroeste Fluminense apresenta uma configuração morfológica regional similar à descrita para o Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, constituída por um típico relevo de mar-de-morros, caracterizado por colinas, morrotes e morros baixos com vertentes, predominantemente, convexas, de baixa a média amplitude de relevo, com declividades baixas a moderadas e topos arredondados ou alongados e subnivelados. Esse extenso relevo colinoso encontra-se posicionado em cotas que variam de 100 a 300m de altitude, interrompido bruscamente por uma sequência de serras alinhadas e maciços montanhosos isolados, com vertentes íngremes e retilíneas, topos aguçados em cristas e frequentes paredões rochosos (Figura 35). Esse conjunto fragmentado de terras altas apresenta picos e linhas de cumeada com altitudes muito distintas, variando entre 400 e 1.000 metros de altitude. É marcante o controle dos lineamentos de direção WSW-ENE, tanto sobre a rede de drenagem tributária aos canais principais, quanto no alinhamento das cristas serranas (DANTAS, 2001).

A despeito de o Norte-Noroeste Fluminense também integrar o domínio de Mata Atlântica, ainda que estacional, este apresenta um clima tropical subúmido um pouco mais seco que no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, com estação seca marcada no inverno e de precipitação pluviométrica média entre 900 e 1.400 mm/ano (DANTAS *et al*., 2001), o que propicia a formação de solos pouco profundos e menos intemperizados, predominando Argissolos Vermelho-Amarelos Distróficos e Argissolos Vermelhos Eutróficos.

Figura 35. Configuração morfológica típica do Noroeste Fluminense, com alternância de um relevo de colinas baixas com alinhamentos serranos. Monumento Cristo Redentor, com visada para o córrego da Jabuticaba. Município de Itaperuna, RJ.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

As serras alinhadas e maciços montanhosos, por sua vez, apresentam solos rasos como Neossolos Litólicos, Cambissolos Háplicos e Afloramentos de Rocha (CARVALHO FILHO *et al.*, 2003) e consistem em terrenos com alta suscetibilidade à erosão e movimentos de massa. Todavia, esses terrenos acidentados encontram-se muito desmatados, o que salienta o aspecto árido de toda a região. Como as nascentes dos principais afluentes dos rios Pomba, Muriaé e Itabapoana se localizam nessas serras, o reflorestamento satisfaz a dois serviços ecossistêmicos cruciais para a reabilitação ambiental do Noroeste Fluminense: a) o retorno da Mata Atlântica garante uma maior disponibilidade de água durante o período de estiagem, devido à proteção de nascentes, à perenidade de pequeno tributários e ao aumento da capacidade de armazenamento de água no solo; e b) o reflorestamento das serras conduzirá à formação de corredores de Mata Atlântica, em função da sua conformação geográfica, sendo de grande importância para manutenção e regeneração da biodiversidade regional (DANTAS *et al.*, 2001).

As exíguas e descontínuas planícies fluviais embutidas nos fundos de vales do baixo Rio Paraíba do Sul (Figura 36) e dos rios Pomba, Muriaé, Itabapoana e tributários principais, por sua vez, apresentam solos de moderada fertilidade natural (Gleissolos Háplicos e Planossolos Háplicos), ainda que alguns deles apresentem caráter solódico, o que pode torná-los inadequados para agricultura (CARVALHO FILHO *et al.*, 2003). Entretanto, diversos núcleos urbanos, tais como Santo Antônio de Pádua, Miracema, Italva, Itaperuna, Laje do Muriaé e Bom Jesus do Itabapoana foram parcialmente assentados

sobre as planícies fluviais e apresentam alta suscetibilidade à inundação. Essas cidades são, episodicamente, assoladas por eventos de inundação e tais eventos são agravados pelo desmatamento generalizado das bacias de drenagem e da destruição das matas ciliares, elevando os picos de vazão desses rios. Há uma premente necessidade de recomposição ambiental de toda a região, com enfoque especial no reflorestamento de cabeceiras de drenagem e matas ciliares em todo o domínio colinoso, tanto no Norte-Noroeste Fluminense, quanto no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (DANTAS *et al.*, 2001).

Figura 36. Calha do Rio Paraíba do Sul defronte às vertentes abruptas com paredões de rochosos de alinhamento serrano de direção estrutural WSW-ENE. Serra da Bandeira. Município de São Fidélis, RJ. Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

2.2.5 Planalto do Alto Itabapoana

O Planalto do Alto Itabapoana, localizado no extremo norte da Região Noroeste Fluminense, apresenta uma configuração morfológica muito similar à região planáltica do sul do estado do Espírito Santo. O município de Varre-Sai ocupa grande parte desse planalto no estado do Rio de Janeiro. Esse planalto é constituído por um típico relevo de mar-de-morros, caracterizado por colinas e morros baixos, com vertentes convexas, de baixa a média amplitude de relevo, com declividades baixas a moderadas e topos arredondados e subnivelados (Figura 37). Apresenta solos profundos e bem desenvolvidos (predomínio de Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos, segundo CARVALHO FILHO *et al.*, 2003) e áreas de baixa a moderada suscetibilidade à erosão e aos movimentos de massa. Consiste, atualmente, em uma importante área produtora do café.

Figura 37. Relevo colinoso do Planalto do Alto Itabapoana (ou de Varre-Sai), francamente convertido para plantio de café em larga escala. Estrada RJ-230, nas imediações do distrito de Santa Clara, município de Porciúncula, RJ.

Foto: Marcelo Eduardo Dantas (Acervo Pessoal).

O Planalto do Alto Itabapoana está alçado em cotas que variam entre 650 e 850 metros de altitude e está individualizado da depressão do Norte-Noroeste Fluminense por meio de uma escarpa de borda de planalto de cerca de 400 a 500 metros de desnivelamento. Esse relevo escarpado, profundamente dissecado por processos de erosão regressiva, apresenta solos pouco profundos (predomínio de Cambissolos Háplicos e Argissolos Vermelhos, segundo CARVALHO FILHO *et al.*, 2003), com moderada a alta suscetibilidade a movimentos de massa. Esse planalto apresenta um clima mais úmido e ameno do que a vasta depressão adjacente, com precipitação pluviométrica média entre 1.400 e 1.500mm/ano (DANTAS *et al.*, 2001) e encontra-se embutido em cotas que variam entre 200 e 300 metros de altitude, tanto em Itaperuna, quanto em Porciúncula.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estado do Rio de Janeiro apresenta uma notável diversidade geomorfológica representada por imponentes escarpas e planaltos serranos, picos aguçados e linhas de cumeada, maciços costeiros, com vertentes íngremes e predominantemente florestadas, sustentados por litologias de distintas composições, assim como por depressões interplanálticas com vastas extensões de relevos de mar-de-morros e por extensas planícies fluviomarinhas e marinhas constituídas por um complexo mosaico de ambientes deposicionais quaternários. Podem apresentar gênese gravitacional, aluvial, marinha ou transicional.

De forma geral, o estado mostra sérios passivos de ordem socioambiental que necessitam ser superados, tendo em vista a melhoria da qualidade de vida de sua população e, por outro lado, apresenta um expressivo potencial de desenvolvimento socioeconômico em bases sustentáveis, calcado num planejamento ordenado, visando otimizar a implementação das atividades econômicas, conforme as potencialidades e limitações de cada região em análise (DANTAS *et al*., 2001).

Por fim, a compreensão dessa complexa compartimentação geológico-geomorfológica é uma ferramenta fundamental para a correta distinção e caracterização dos principais agrupamentos de solos das várias regiões do estado do Rio de Janeiro. A interpretação da potencialidade e das limitações ao uso agrícola dos solos deve ser feita em uma escala local e no contexto dos sistemas agrícolas e dos aspectos fundiários dos produtores rurais em cada região.

REFERÊNCIAS

AB'SABER, A. N.; BERNARDES, N. Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo. In: **Congresso Internacional de Geografia, Guia de Excursões**, Rio de Janeiro: CNG/IBGE, n. 4, 304 p. 1958.

AB'SÁBER, A. N. **Os domínios de natureza no Brasil:** potencialidades paisagísticas. São Paulo: Ateliê editorial, 151 p. 2003.

ALMEIDA, F. F. M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, Supl. p. 15-26, 1976.

ALMEIDA, F. F. M., HASUÍ, Y.; CARNEIRO, C. D. R. O lineamento de Além Paraíba. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 43, n. 3-4, p. 575, 1976.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Brazilian Journal of Geology**, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.

AMADOR, E. S. **Baía da Guanabara e ecossistemas periféricos**: homem e natureza. Rio de Janeiro: Reproarte Gráfica e Editora, 539 p. 1997.

ASMUS, H. E.; FERRARI, A. L. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil. In: PETROBRAS. Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil, **Série Projeto REMAC**, n. 4, Rio de Janeiro, p. 75-88, 1978.

AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. Fraturas e Desenvolvimento de Unidades Geomorfológicas Côncavas no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 2, p. 222-227, 1992.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 16-17, p. 152-197. 1965.

CAMBRA, M. F. E. S.; DANTAS, M. E.; EIRADO, L. G.; COELHO NETTO, A. L. Lito-estruturas pré-cambrianas no controle do voçorocamento atual: subsídios à modelagem sobre expansão da rede de canais na bacia do rio Piracema (SP/RJ). In: **Simpósio Nacional de Geografia Física Aplicada**, 6, v. 1, s/n., Goiânia/GO, p. 487-492, 1995.

CARVALHO FILHO, A.; LUMBRERAS, J. F.; WITTERN, K. P.; LEMOS, A. L.; SANTOS, R. D. Levantamento de reconhecimento de baixa intensidade dos solos do Estado do Rio de Janeiro (Contém texto e mapa color, escala 1:250.000). **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**, n. 32. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2003.

COELHO NETTO, A. L.; FERNANDES, N. F.; DEUS, C. E. Gullying in the Southeastern Brazilian Plateau. In: Sediment Budgets. **IAHS Publication**, n. 174, p. 35-42, 1988.

COELHO NETTO, A. L.; FERNANDES, N. F. Hillslope Erosion-Sedimentation and Relief Inversions in SE Brazil: Bananal, SP. **IAHS Publication**, n. 192, p. 174-182, 1990.

COELHO NETTO, A. L.; DANTAS, M. E.; FERNANDES, N. F.; DIETRICH, W. E.; MONTGOMERY, D. Ciclos recentes de erosão-sedimentação na bacia do rio Bananal (SP/RJ): um estudo integrado dos processos atuais e da estratigrafia dos depósitos fluviais e de encosta. In: Encontro de Geomorfologia do Sudeste: Homenagem à Professora Maria Regina Mousinho de Meis, 1, **Anais...** Rio de Janeiro-RJ, p. 119-121. 1995.

COELHO NETTO, A. L. Evolução de cabeceiras de drenagem no médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): bases para um modelo de formação e crescimento da rede de canais sob controle estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 2, p. 69-100, 2003.

COELHO NETTO, A. L. A Interface florestal-urbana e os desastres naturais relacionados à água no maciço da Tijuca: desafios ao planejamento urbano numa perspectiva sócio-ambiental. **Revista do Departamento de Geografia** – FFLCH-USP, v. 16, p. 46-60, 2005.

COELHO NETTO, A. L. Catastrophic Landscape Evolution in a Humid Region (SE Brazil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. **Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternária**, Supp. III, Tomo 3, p. 21-48. 1999.

COELHO NETTO, A. L. Evolução de cabeceiras de drenagem no médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): bases para um modelo de formação e crescimento da rede de canais sob controle estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 2, p. 69-100, 2003.

COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A. S.; SATO, A. M.; DIAS, M. A.; SCHLEE, M. B.; NEGREIROS, A. B. Vulnerabilidade em geoecossistemas montanhosos e desastres causados por deslizamentos na interface Floresta-urbana: controles geológicos, geomorfológicos e geoecológicos. In: LACERDA, W. A.; PALMEIRA, E. M.; COELHO NETTO, A. L.; EHRLICH, M. (eds.). **Desastres naturais**: suscetibilidade e riscos, mitigação e prevenção, gestão e ações emergenciais. Rio de Janeiro: COPPE/UFRJ, v. 1, p. 63-80, 2012.

COELHO NETTO, A. L.; CAMPELLO, A. C. F.; SILVA, R. P. Geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro e zona de fronteira: uma abordagem geo-hidroecológica. *In*: DANTAS, M. E.; MORAES, J. M.; FERRASSOLI, M. A.; JORGE, M. Q.; HIQUIAS, V. A. **Geodiversidade do Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: CPRM, p. 125-186. 2020.

COELHO NETTO, A. L.; EIRADO, L. G.; FREITAS, M. M.; AVELAR, A. S. (1997). Sistemas de drenagem superpostos à estruturação do Segmento Central da Faixa Ribeira: médio vale do rio Paraíba do Sul. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 5, **Anais...** Penedo-Itatiaia (RJ), p. 86-88. 1997.

COELHO NETTO, A. L.; FERNANDES, N. F. Hillslope Erosion-Sedimentation and Relief Inversions in SE Brazil: Bananal, SP. **IAHS Publication**, n. 192, 1990, p. 174-182.

COELHO NETTO, A. L.; FERNANDES, N. F.; DEUS, C. E. Gullying in the Southeastern Brazilian Plateau. In: Sediment Budgets. **IAHS Publication**, n. 174, p. 35-42, 1998.

COELHO NETTO, A. L.; SATO, A. M.; AVELAR, A. S.; VIANNA, L. G. G.; ARAÚJO, I. S.; FERREIRA, D. L. C.; LIMA, P. H.; SILVA, A. P. A.; SILVA, R. P. January 2011: The Extreme Landslide Disaster in Brazil. In: MARGOTTINI, C.; CANUTI, P.; SASSA, K. (Org.). **Landslide Science and Practice**, 1ª ed. Berlin: Springer Berlin Heidelberg, v. 6, p. 377-384, 2013.

DANTAS, M. E.; COELHO NETTO, A. L. Morfologia dos Fundos de Vales da Bacia do Rio Bananal (RJ-SP): Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. In: Simpósio de Geografia Física e Aplicada, 4, **Anais...** Porto Alegre, p. 113-120, 1990.

DANTAS, M. E.; EIRADO, L. G.; COELHO NETTO, A. L. Spatially Non Uniform Sediment Storage in Fluvial Systems: the Role of Bedrock Knickpoints in the Southeastern Brazilian Plateau. 14th International Sedimentology Congress, IAS, Recife/PE, Extended Abstract, **Annals…** J12-J13, 1994.

DANTAS, M. E.; EIRADO, L. G.; COELHO NETTO, A. L. Níveis de Base Locais e Estocagem Diferencial de Sedimentos nas Bacias dos rios Bananal (SP/RJ) e Salto (RJ): Controles Geológicos e Morfométricos. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA), 5, **Anais...** (Atas), p. 176-182. 1995.

DANTAS, M. E. **Controles Naturais e Antropogênicos da Estocagem Diferencial de Sedimentos Fluviais, Bacia do rio Bananal (RJ-SP): Médio Vale do rio Paraíba do Sul**. Dissertação de Mestrado. PPGG - Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 142 f. 1995.

DANTAS, M. E.; COELHO NETTO, A. L. Taxas de Sedimentação e de Rebaixamento do Relevo: bacia do Rio Piracema (RJ/SP), médio vale do rio Paraíba do Sul. **Sociedade & Natureza**, UFU – Uberlândia/ MG, v. 8, n. 15, p. 61-65, 1996.

DANTAS, M. E. Geomorfologia do estado do Rio de Janeiro. In: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Estudo geoambiental do estado do Rio de Janeiro** (Mapa - CD-ROM). Brasília: CPRM, 63 p. 2001.

DANTAS, M. E.; SHINZATO, E.; MEDINA, A. I. M.; SILVA, C. R.; PIMENTEL, J.; LUMBRERAS, J. F.; CALDERANO, S. B.; CARVALHO FILHO, A. **Diagnóstico Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro**. (Mapa - CD-ROM). Brasília: CPRM, 35 p. 2001.

DANTAS, M. E.; FERNANDES, L. F. R.; AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. Caracterização geomorfológica da bacia do rio Sesmarias (SP/RJ) – Médio Vale do rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 9, UGB **Anais...** (CDROM), Rio de Janeiro, 2012.

DANTAS, M. E.; BRANDÃO, R. L.; AMBRÓSIO, M.; SANTANA, M. S. Condicionantes litoestruturais e morfopedológicos na determinação de suscetibilidades a movimentos de massa, transecto Barra do Piraí – Ipiabas, médio vale do rio Paraíba do Sul/RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E AMBIENTAL, 15, ABGE, **Anais**... Bento Gonçalves-RS, 10 p. 2015.

DANTAS M. E., COELHO NETTO, A. L. A denudação antropogênica da paisagem: processos erosivodeposicionais no médio Vale do Rio Paraíba do Sul. *In*: OLIVEIRA, R. R.; LAZOS, A. E. R. (Org.). **Geografia Histórica do café no Rio Paraíba do Sul.** 1ª ed. Rio de Janeiro: Editora PUC-Rio, v. 1, p. 107-126, 2018.

DANTAS, M. E.; MORAES, J. M.; FERRASSOLI, M. A.; JORGE, M. Q.; HIQUIAS, V. A. **Geodiversidade do Estado do Rio de Janeiro**. (Mapa + SIG). Rio de Janeiro: CPRM. 236 p. 2020.

DIAS, G. T. M.; GORINI, M. A. A baixada Campista – estudo morfológico dos ambientes litorâneos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, SBG, **Anais...** Camboriú, v. 1, p. 588-602, 1980.

DOURADO, F.; ARRAES, T. C.; SILVA, M. F. O Megadesastre da Região Serrana do Rio de Janeiro – as Causas do Evento, os Mecanismos dos Movimentos de Massa e a Distribuição Espacial dos Investimentos de Reconstrução no Pós-Desastre. **Anuário do Instituto de Geociências** – UFRJ, v. 35, n. 2, p. 43-54. 2012.

EIRADO, L. G.; DANTAS, M. E.; COELHO NETTO, A. L. Condicionantes litoestruturais na formação de níveis de base locais (knickpoints) e implicações geomorfológicas no médio vale do rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro, **Anais...** Rio de Janeiro, p. 96-102. 1993.

FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A.; VIEIRA, B. C.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. **Catena**. vol. 55, p. 163-181, 2004.

FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T. B. Barreiras costeiras holocênicas: geomorfologia e arquitetura deposicional no litoral do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, v. 16, n. 2, p. 301-319 (Abr-Jun), 2015.

FERRARI, A. L. A geologia do "rift" da Guanabara (RJ) da sua porção centro-ocidental e sua relação com o embasamento Pré-Cambriano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, SBG, Natal, **Anais...** Natal, v. 6, p. 2858-2871. 1990.

FERRARI, A. L. **Evolução tectônica do gráben da Guanabara**. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, 412 f. 2001.

FREITAS, M. M.; PAIXÃO, R. W.; SALGADO, A. A.; SILVA, L. G. E.; CUNHA, P. P.; GOMES, A. A.; MARTINS, A.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; DANTAS, M. The endorheic-Exorheic transition and later stage of fluvial incision in a wet tropical margin setting: The Atlantic draining Paraiba do Sul River basin (Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, 115, 2022.

GUERRA, A. J. T.; GONÇALVES, L. F. H.; LOPES, P. B. M. Evolução Histórico-Geográfica da Ocupação Desordenada e Movimentos de Massa no Município de Petrópolis, nas Últimas Décadas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 8, n. 1, 2007.

HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M. C. S.; HADLER NETO, J. C.; TELLO, C. A. S. A origem da Serra do Mar. Termocronologia por traços de fissão em apatitas. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Armação de Búzios, **Anais...** Armação de Búzios, (Boletim de Resumos), p. 384-385, 2003.

HEILBRON, M.; EIRADO, L. G.; ALMEIDA, J. (Org.). **Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Rio de Janeiro.** Belo Horizonte: CPRM, 2016. 1 mapa. Escala 1:400.000. Programa geologia do Brasil. Mapas geológicos estaduais. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/18458>. Acesso em: 03 mar. 2020.

LAMEGO, A. R. **O Homem e o Brejo**. Rio de Janeiro, 1940.

LAMEGO, A. R. **O Homem e a Restinga**. Rio de Janeiro, 1946.

LAMEGO, A. R. **O Homem e a Guanabara**. Rio de Janeiro, 1948.

LAMEGO, A. R. **O Homem e a Serra**. Rio de Janeiro, 1950.

LAZOS-RUIZ, A. E. R.; COELHO NETTO, A. L.; DANTAS, M. E.; OLIVEIRA, R. R. Cenários do passado no Vale do Rio Paraíba do Sul e a entrada do Antropoceno no Sudeste brasileiro. In: OLIVEIRA, R. R.; LAZOS, A. E. R. (Org.). **Geografia Histórica do Café no Rio Paraíba do Sul**. 1ª ed. Rio de Janeiro: Editora PUC-Rio, v. 1, p. 61-82, 2018.

LUMBRERAS, J. F.; NAIME, U. J.; CARVALHO FILHO, A. D.; WITTERN, K. P.; SHINZATO, E.; DANTAS, M. E.; PALMIERI, F.; FIDALGO, E. C. C.; CALDERANO, S. B.; MEDINA, A. I. M.; PIMENTEL, J.; CHAGAS, C. D. S.; GONÇALVES, A. O.; MARTORANO, L. G.; TÔSTO, S. G.; BRANDÃO, E. S.; AMARAL, F. C. S.; LIMA, J. A. S.; VALLE, L. C. S.; PEREIRA, N. P.; BARUQUI, A. M.; PRADO, R. B.; OLIVEIRA, R. P.; AGLIO, M. L. D; SANTOS, L. C. O.; ANJOS, G. T. **Zoneamento agroecológico do Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos - Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, v. 33. 2003.

MEIS, M. R. M.; MONTEIRO, A. M. F. Upper Quaternary “Rampas”: Doce River Valley, SE Brazilian Plateau. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 23, n. 2, p. 132-151, 1979.

MEIS, M. R. M.; MIRANDA, L. H. G.; FERNANDES, N. F. Desnivelamento de altitude como parâmetro para a compartimentação do relevo: bacia do médio-baixo Paraíba do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, SBG, Salvador. **Anais...** Salvador, v. 4, p. 1489-1509, 1982.

MEIS, M. R. M.; MOURA, J. R. S. Upper Quaternary sedimentation and Hillslope evolution – SE Brazilian plateau. **American Journal of Science**, v. 284, n. 3, p. 241-254, 1984.

MELLO, C. L.; MADEIRA, C. V.; MOURA, J. R. S. Early to middle Holocene environmental instability in SE Brazil (Manso event) and its influence on development of infilled valleys. In: GEOVEG 99, Proceedings on geomorphic responses to environmental (vegetation) changes, problems and remedial work, Rio de Janeiro, **Annals...** Rio de Janeiro, 1999a.

MELLO, C. L.; HEES, F. J.; MOURA, J. R. S.; METELO, C. M. S. Neotectonic control on a river capture system in the Paraíba do Sul middle valley - Bananal (SP). In: GEOVEG 99, Proceedings on geomorphic responses to environmental (vegetation) changes, problems and remedial work, Rio de Janeiro, **Annals...** Rio de Janeiro, 1999b.

MODESTO, F. B. F.; KUHLMANN, L. G.; JACQUES, P. D.; RIBEIRO, R. S.; SANTOS, T. D. **Avaliação técnica pós-desastre. Petrópolis, RJ.** Rio de Janeiro: CPRM, 4 p. 2022.

MORAIS, R. M. O.; MELLO, C. L.; COSTA, F. O.; SANTOS, P. F. Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da Formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro. **Geologia USP (Série Científica)**, v. 6, n. 2, p. 19-30, 2006.

MOURA, J. R. S.; PEIXOTO, M. N. O.; SILVA, T. M. Geometria do relevo e a estratigrafia do quaternário como base a tipologia de cabeceiras de drenagem em anfiteatros. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 3, p. 255-265, 1991.

MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Considerações geomorfológicas a propósito dos movimentos de massa ocorridos no Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, IBGE, v. 30, n. 1 (Jan-Mar), p. 55-72, 1968.

MUEHE, D.; LINS de BARROS, F. M. The Beaches of Rio de Janeiro. In: SHORT, A. D.; KLEIN, A. H. F. **Brazilian Beach Systems**, Dordrecht: Springer, 2016, p. 363-396.

PEIXOTO, M. N. O.; MOURA, J. R. S. Estocagem de sedimentos no domínio de colinas do médio vale do rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 5, São Paulo, **Anais**... São Paulo, p. 221-224. 1993.

PESSOA, F. A.; BRITO, A. F. S.; PACHECO, F. F.; PEIXOTO, M. N. O.; MANSUR, K. L. Roteiro Geoturístico da trilha para a Pedra do Sino (PARNASO, RJ). **Revista Brasileira De Ecoturismo (RBEcotur)**, v. 14, n. 1, 2021.

PIMENTEL, J. **Projeto áreas de risco na região de Angra dos Reis, RJ**: modelagem espacial de dados em SIG para a geração de mapa previsional de áreas de risco geológico. Rio de Janeiro: CPRM – Serviço Geológico do Brasil e KIGAM – Korea Institute of Geosciences and Mineral Resources. 113 p. 2010.

PINTO, R. W. P.; FREITAS, M. M.; ALMEIDA, J. H.; SILVA, L. G. Evolução geomorfológica do Rio Grande, RJ: influências geológicas e capturas de drenagem. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, 2018.

PONÇANO, W. L.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, M. A.; PIRES NETO, A. G.; ALMEIDA, F. F. M. O conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do estado de São Paulo. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 2, Rio Claro, **Anais...** (Atas), Rio Claro, p. 253-262. 1979.

RAMOS, R. R. C.; MELLO, C. L.; SANSON, M. S. R. Revisão estratigráfica da Bacia de Resende, *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Rio de Janeiro. **Geociências**, v. 25, n. 1, p. 59-69, 2006.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO C. D. R.; BRITO-NEVES B. B. (Eds.). **Geologia do continente Sul-Americano:** Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Editora Beca, p. 383-405. 2004.

ROCHA-LEÃO, O. M.; LEAL, P. V.; COELHO NETTO, A. L. Condicionantes geo-hidroecológicos de voçorocamentos em cabeceiras de drenagem, Bananal-SP. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 10, Rio de Janeiro, **Anais...** (CD-ROM), Rio de Janeiro. 2003.

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia**, FFLCH-USP, v. 6, p. 17-29. 1992,

RUELLAN, F. Evolução geomorfológica da baía de Guanabara e das regiões circunvizinhas. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, IBGE, v. 4, n. 4 (Out-Dez), p. 455-508, 1944.

RUHE, R. V. Elements of the soil landscape. Transactions 7th int. Congress of Soil Science, 4, **Annals…** p. 165-170, 1960.

SANTOS, D. S.; MANSUR, K. L.; ARRUDA JR, E. R.; DANTAS, M. E.; SHINZATO, E. Geodiversity mapping and relationship with vegetation: A regional-scale application in SE Brazil. **Geoheritage**, v. 11, n. 2, p. 399-415, 2019.

SHINZATO, E.; ESTRELLA, L. G.; DANTAS, M. E. Mapa geomorfológico do município de Miguel Pereira-RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 48, Porto Alegre, **Anais**... SGB, 2016.

SILVA, T. M. **A estruturação geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro**. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências - UFRJ. Rio de Janeiro. 264 f. 2002.

SILVA, T. M.; FERRARI, A. L.; TUPINAMBÁ, M.; FERNANDES, N. F. The Guanabara Bay, a Giant Body of Water Surrounded by Mountains in the Rio de Janeiro Metropolitan Area. In: MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. (Eds.). **Landscapes and Landforms of Brazil**, 1ª ed., Springer, p. 389-399. 2015.

SOARES, P. F. C.; ANJOS, L. H. C. D.; PEREIRA, M. G. & PESSENDA, L. C. R. Histosols in an upper montane environment in the Itatiaia Plateau. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 40, p. 1-12, 2016.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozoico e o Paleozoico Inferior na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**. v. 35, n. 2, p. 140-151, 2012.

VASCONCELOS, S. C.; RAMOS, I. A.; NUNES, R. S.; SANTOS, R. A.; FIGUEIREDO JR., A. G. Dinâmica erosiva e progradacional das praias de Atafona e Grussaí (RJ), 1954-2019. **Revista Da ANPEGE**, v. 17, n. 33, p. 162-182, 2021.

XAVIER, R. A.; COELHO NETTO, A. L. Variação espacial na evolução geomorfológica recente da bacia do rio Turvo, no Médio Vale do rio Paraíba do Sul: evidências morfológicas e crono-estratigráficas. William Morris Davis - **Revista de Geomorfologia**, v. 2, n. 1, p. 1-14, 2021.

CAPÍTULO 3

CLIMA

Rafael Coll Delgado
Meteorologista, Doutor em Agronomia – Meteorologia Aplicada, Professor Associado da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Marcos Gervasio Pereira
Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Professor Titular da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

3.1 INTRODUÇÃO

O clima é o mais influente dos quatro fatores que agem sobre o material de origem e, portanto, na formação do solo, pois determina a natureza e a intensidade do intemperismo que ocorre em grandes áreas geográficas. As principais variáveis climáticas que influenciam a formação do solo são a precipitação pluviométrica e a temperatura, as quais afetam as taxas dos processos físicos, químicos e biológicos (BRADY e WEIL, 2013).

O clima do estado do Rio de Janeiro é dividido em 5 tipos de acordo com a nova classificação de Köppen para o Brasil (ALVARES *et al*., 2013). Essa alta diversidade climática é influenciada pela topografia acidentada, vegetação pluralizada, além da proximidade com o Oceano Atlântico (ADGER *et al*., 2003; PITMAN *et al*., 2011; SILVA e DERECZYNSKI, 2014).

Para entender a influência do clima nos processos de formação do solo, neste capítulo são avaliados dados meteorológicos mensais do período de janeiro de 1980 a dezembro de 2013, sendo estes: chuva (mm), temperatura média do ar (Tm) (ºC), umidade relativa do ar (UR) (%), evapotranspiração (ETo) (mm d^{-1}) e velocidade do vento (Vento m s^{-1}). Os dados dessas variáveis foram obtidos no banco de dados da Universidade do Texas em Austin (https://utexas.app.box.com/v/Xavier-etal-IJOC-DATA), sendo validados por Xavier *et al*. (2016). Além dessas variáveis, foi analisada a umidade do solo (AguaS), em mm, para o mesmo

período em questão, a partir de dados produzidos pelo NCEP-DOE Reanalysis-2, que estão disponíveis em www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.html.

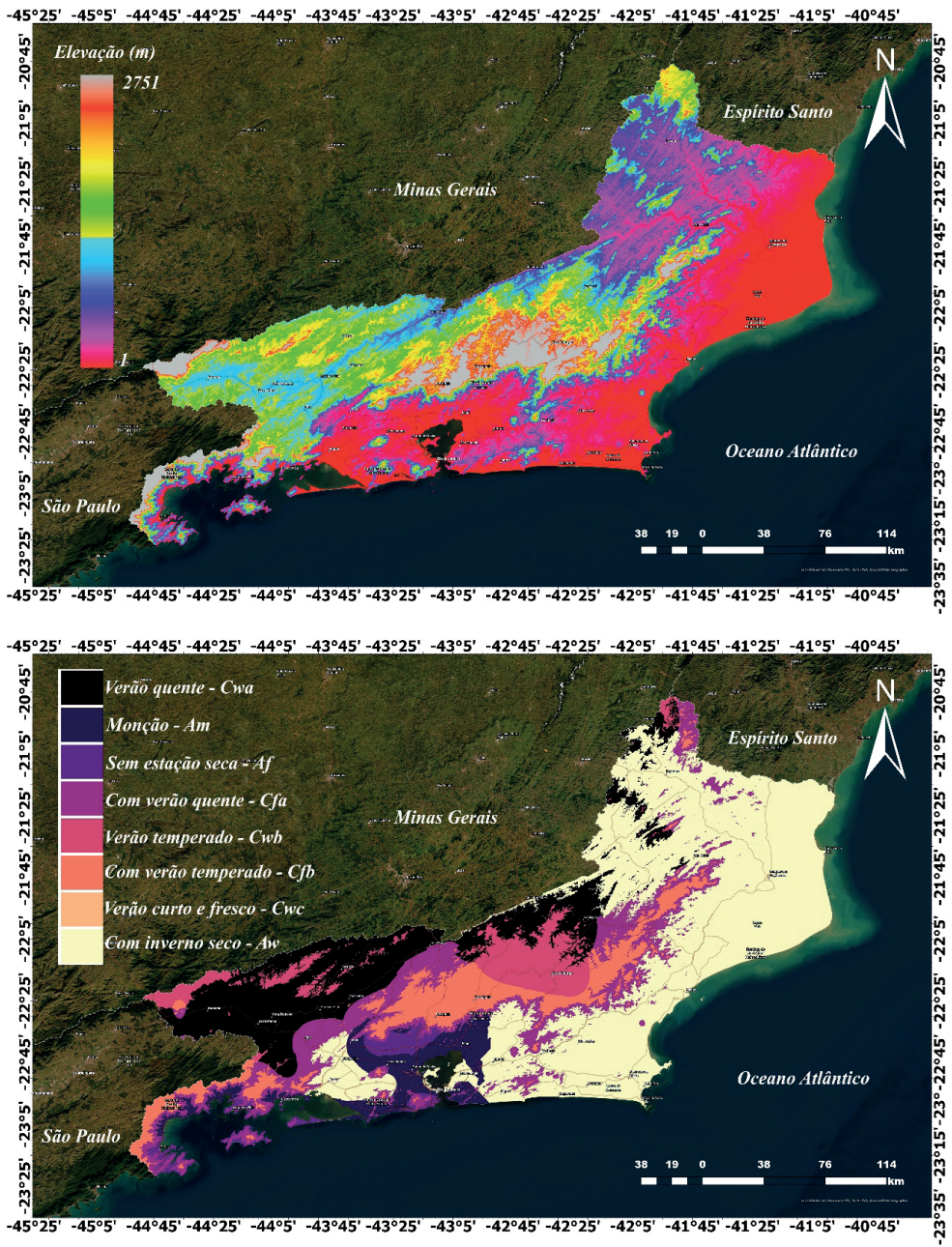



Figura 38. Elevação do estado do Rio de Janeiro e a nova classificação climática de acordo com Alvares *et al*. (2013).

Fonte: Rafael Coll Delgado.

Para a análise temporal dos dados, foi criada uma grade pontual no software ArcGIS 10.5 para cada região de governo (Figura 39), com resolução espacial de 0.25º x 0.25º e salva em .CSV. Após essa etapa, essa grade pontual foi transferida para o *software* R versão 4.0.2 (R CORE TEAM, 2020) para extração dos valores mensais de cada variável utilizada. Essa extração pontual permitiu a análise estatística por Boxplot, para toda a série estudada, para se avaliar o formato, a tendência e a distribuição empírica dos dados.

Os dados também foram espacializados sendo utilizada a mesma grade pontual (Figura 40), e, para a interpolação espacial das variáveis, foi utilizado o *Inverse Distance Weighting* (IDW) (XAVIER *et al.*, 2016). A mesma resolução espacial foi utilizada para todas as variáveis. A partir da espacialização, também foram separados os valores mensais de todas as regiões em estação seca (abril a setembro) e chuvosa (outubro a março) e calculada a climatologia para cada variável.

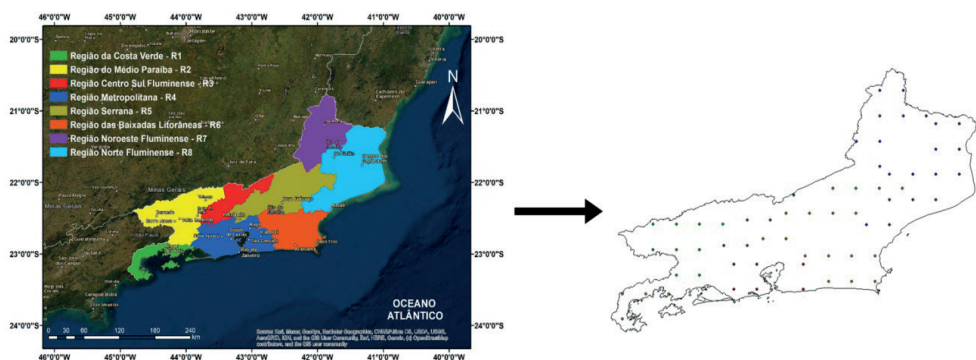



Figura 39. Pontos que foram utilizados para a extração dos valores mensais para cada região de governo no Estado do Rio de Janeiro.

Fonte: Rafael Coll Delgado.

O efeito da temperatura na formação do solo é principalmente indireto, pois controla a quantidade de umidade disponível para os processos pedogenéticos. Em complemento, por influenciar a atividade da biota, a temperatura também influencia a quantidade e a natureza dos resíduos orgânicos adicionados ao solo e as suas taxas de transformação (KAMPF e CURI, 2012; BRADY e WEIL, 2013). Os dados de temperatura média do ar analisados mostram um comportamento sazonal ao longo da série estudada, com os valores mais altos principalmente no início da primavera (setembro) e final do verão (março) (Figura 40). As menores temperaturas ocorreram na Região Serrana, e as temperaturas mais elevadas foram verificadas na Região Norte Fluminense. Essas diferenças, por sua vez, estão associadas aos fatores geográficos, vegetação, elevação e proximidade oceânica, o que ocasiona essas flutuações dentro do estado do Rio de Janeiro (SILVA e

DERECZYNSKI, 2014).

O avanço de frentes frias e a localização dos sistemas de alta pressão posicionados na Região Sudeste também influenciam os valores de temperatura do estado do Rio de Janeiro. A entrada de massas de ar frio, principalmente durante o inverno, influencia a queda de temperatura no trimestre de maio, junho e julho, em todo o Brasil (INFOCLIMA, 2020).

Com relação à velocidade do vento, que influencia diretamente as taxas de erosão eólica, os maiores valores foram observados na Região Norte Fluminense, e os menores, na Região Noroeste Fluminense. O vento é um agente importante no transporte e distribuição de materiais suspensos por longas distâncias (KAMPF e CURI, 2012). Quanto menores as partículas, mais longe o vento consegue carregá-las. Materiais transportados pelo vento (eólicos) são importantes como material de origem para a formação do solo (BRADY e WEIL, 2013).

O regime de umidade do solo representa a integração dos incrementos periódicos e estacionais, das perdas (remoções), retenção e movimento da água no solo. No estado do Rio de Janeiro, a umidade relativa do ar acompanha as estações seca e chuvosa marcantes da Região Sudeste, em que os maiores valores são observados na estação chuvosa e os menores ocorrem durante a estação seca. A evapotranspiração também segue a tendência da maior incidência de radiação solar na Região Sudeste, em que os máximos valores de ETo são observados na estação chuvosa, e os mínimos, durante a estação seca.

Os maiores valores pluviométricos verificados foram na estação chuvosa, com o máximo de 303 mm na Região da Baixada Litorânea e um mínimo de 21 mm na Região Noroeste Fluminense. Os totais máximos pluviométricos encontrados durante a estação chuvosa se devem à ocorrência do fenômeno conhecido como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZACAS), que influencia dinamicamente as chuvas na região Sudeste do Brasil (INFOCLIMA, 2020). A água no solo segue o mesmo padrão da chuva, como valores máximos em fevereiro (601 mm) e valor mínimo de 295 mm em setembro na Região Noroeste Fluminense. O valor médio em todo o estado foi de 454 mm.

Para a temperatura do ar, foi observada a mesma tendência, em que os valores máximos concentram-se principalmente nas porções Nordeste e Norte do Estado para todas as estações do ano. Os menores valores concentram-se no Sul e parte Central do Estado. Na estação seca, considerando os meses de abril a setembro, foram verificados valores médios de evapotranspiração e temperatura do ar de 2,6 mm d^{-1} e 18,6ºC; já para a estação chuvosa, são considerados os meses de outubro a março, sendo que os valores chegam a 4 mm d^{-1} e 23ºC. Essas estações são marcantes na Região Sudeste. A grande diferença de temperatura e evapotranspiração é correspondente à incidência de radiação durante o Solstício de Inverno e Verão do Hemisfério Sul.

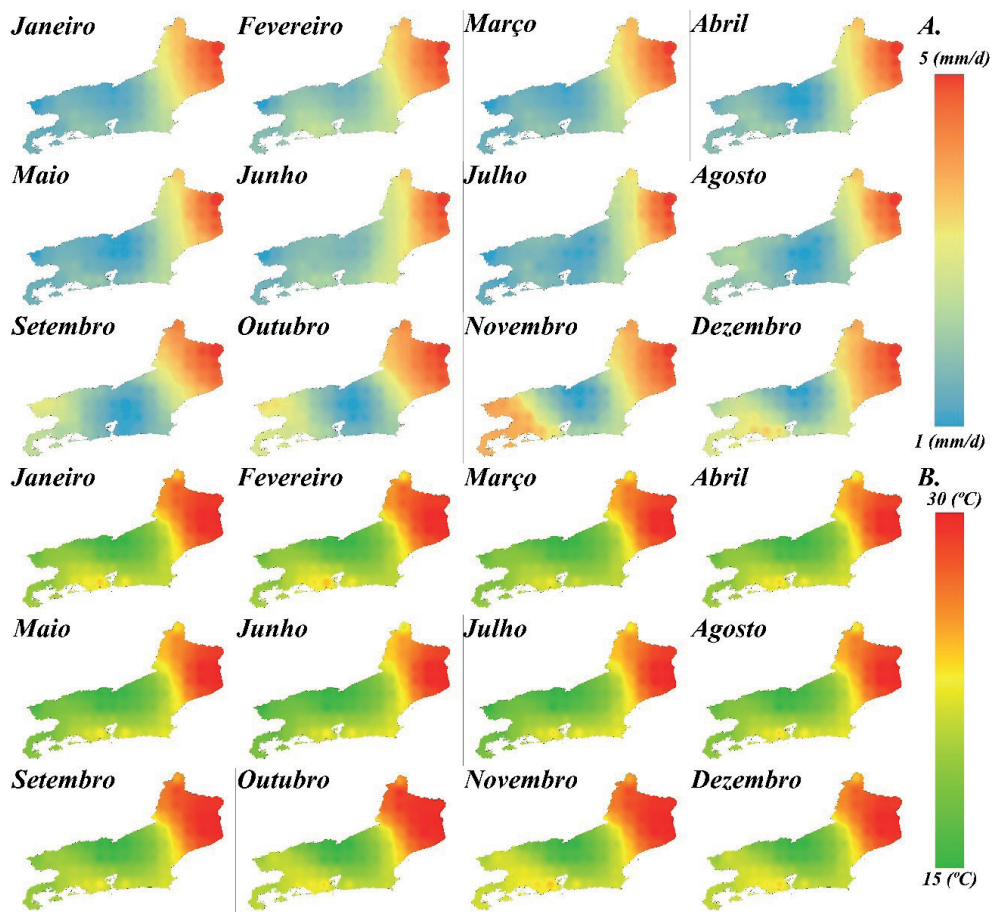



Figura 40. Análise espacial da Evapotranspiração (mm d^{-1}) (A.) e temperatura média do Ar (ºC) (B.) para o estado do Rio de Janeiro.

Fonte: Rafael Coll Delgado.

Para distribuição das chuvas e o conteúdo de água no solo, observa-se um padrão bem diferenciado em comparação à temperatura e evapotranspiração. Verifica-se que as baixadas litorâneas, pela sua proximidade do Oceano Atlântico, apresentam índices pluviométricos mais elevados (Figura 41). Esse padrão também foi observado por Silva e Dereczynski (2014). Para o conteúdo de água no solo, os maiores valores são verificados na parte Sul do Estado nas regiões com maior cobertura vegetal de florestas. Ficam evidentes as maiores precipitações pluviométricas na Região Sudeste, em que os sistemas meteorológicos como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZACAS) são marcantes, o que desencadeia um total pluviométrico mais significativo e eficiência maior de armazenamento de água no solo na estação chuvosa.

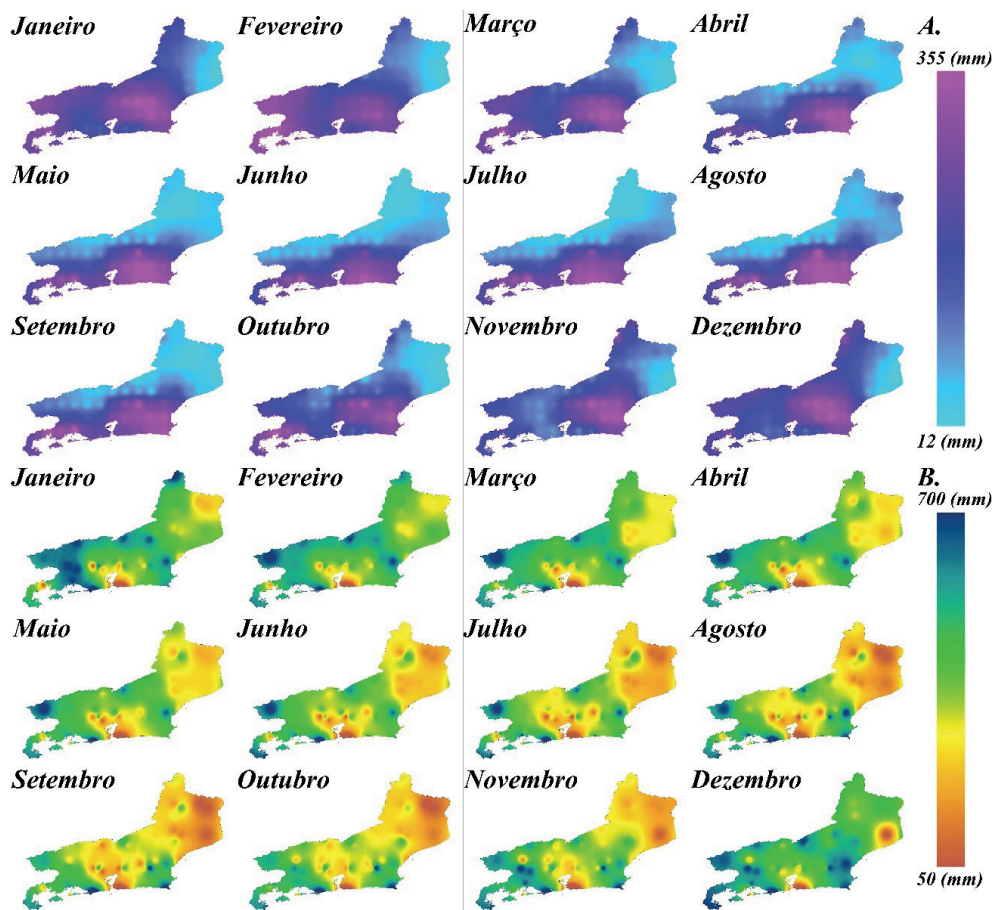



Figura 41. Análise espacial da chuva (mm) (A.) e conteúdo de água no solo (mm) (B.) para o estado do Rio de Janeiro.

Fonte: Rafael Coll Delgado.

A umidade relativa do ar e a velocidade dos ventos também são influenciadas pelos sistemas meteorológicos, latitude, paisagem e proximidades do oceano. Verifica-se que os maiores valores de umidade relativa do ar concentram-se nas porções Sul, Baixadas Litorâneas e parte Central do estado; para a velocidade do vento, os maiores valores se concentram nas regiões Norte e Nordeste do Estado. Algumas flutuações ocorrem também em outras regiões, mas fica evidente o aumento da velocidade do vento durante o Equinócio de Primavera (Figura 42).

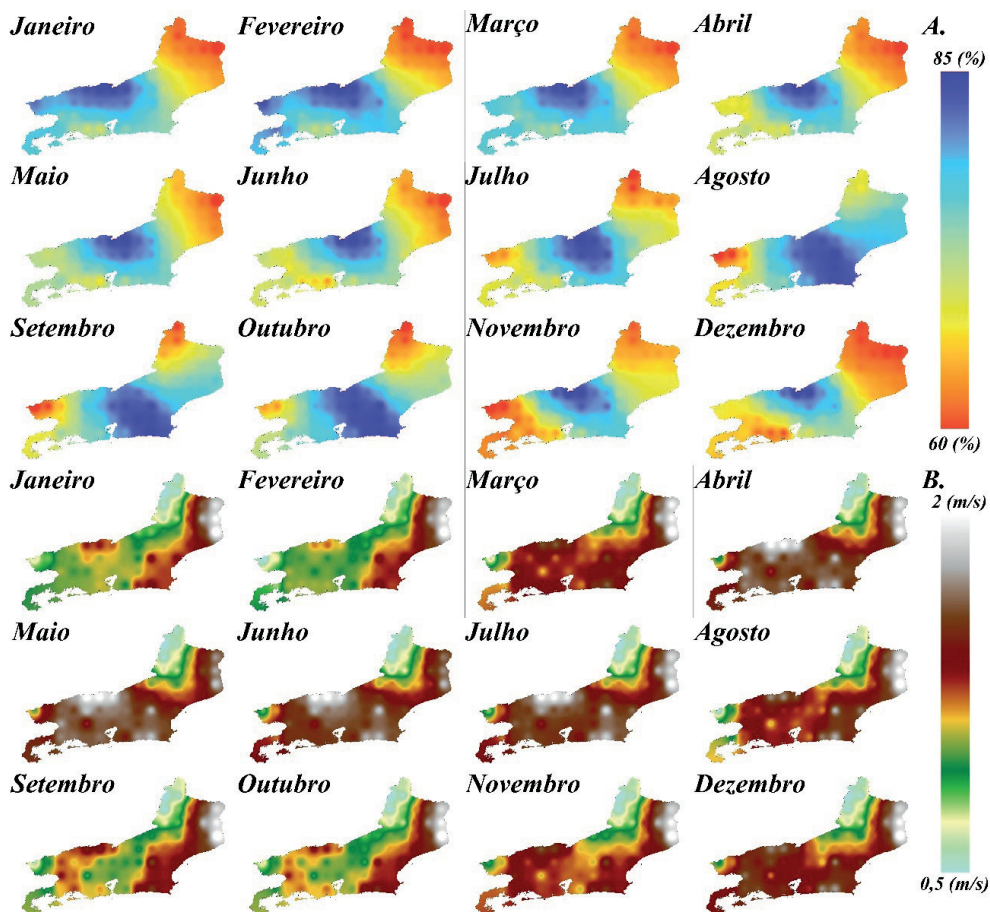



Figura 42. Análise espacial da umidade relativa do ar (%) (A.) e velocidade do vento (m s^{-1}) (B.) para o estado do Rio de Janeiro.

Fonte: Rafael Coll Delgado.

Em síntese, verifica-se que as regiões das Baixadas Litorâneas, Costa Verde, Médio Paraíba e Metropolitana são as que apresentam altos índices acumulados de chuva durante os 34 anos analisados (Tabela 1). O maior déficit pluviométrico comparado entre as regiões ocorre na região Noroeste Fluminense (1.262 mm). As maiores temperaturas foram verificadas nas regiões Noroeste Fluminense e Norte Fluminense com valores superiores a 24ºC (Tabela 1). Na região Serrana, observa-se a menor média com valores ligeiramente superiores a 15ºC. Verifica-se a influência da temperatura do ar com a elevação (Figura 42). Os máximos totais de evapotranspiração foram encontrados nas regiões Noroeste Fluminense e Norte Fluminense (1.243 e 1.229 mm); já o menor valor de evapotranspiração ocorreu na região da Costa Verde (1.160 mm). Para a velocidade do vento, não foi verificada diferença quando comparada à climatologia de cada região, sendo que a maior velocidade foi registrada para a região Norte Fluminense, com valores superiores a 1.3 m s^{-1}. Para a

umidade relativa do ar, foi observado padrão muito similar ao verificado para o vento, não sendo constatadas grandes oscilações na análise da climatologia por regiões. Destaca-se a região Noroeste Fluminense (Tabela 1), com o valor mais baixo de umidade relativa do ar (77,0 %). Os menores totais acumulados de água no solo foram verificados nas regiões Noroeste Fluminense e Norte Fluminense, e os maiores totais, na região da Costa Verde.

Tabela 1. Climatologia de todos os elementos utilizados durante os anos de 1980 a 2013 para as regiões de governo do estado do Rio de Janeiro.

Regiões de Governo	Chuva (mm)	Tm (ºC)	ETo (mm)	Vento (m s^{-1})	UR (%)	Água (mm)
Serrana	1.876	21	1.160	1.2	78	6.519
Norte Fluminense	1.707	22	1.193	1.3	78	5.817
Noroeste Fluminense	1.548	22	1.167	1.3	79	5.546
Metropolitana	1.637	18	1.181	1.3	78	4.852
Médio Paraíba	1.365	16	1.162	1.3	79	5.480
Baixadas Litorâneas	2.021	18	1.190	1.32	79	5.838
Costa Verde	1.262	24	1.243	1.2	77	4.704
Centro Sul Fluminense	1.292	24	1.229	1.35	78	4.798

Fonte: Rafael Coll Delgado.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Dessa forma, constata-se que a ação do clima na formação dos solos no estado do Rio de Janeiro decorre dos atributos climáticos, principalmente da precipitação pluviométrica e da temperatura, com sua distribuição sazonal e variação diuturna. Outros atributos são o vento e a orientação do declive. E, por isso, é útil na descrição do ambiente de formação do solo.

A história geológica mostra que a área onde está o Rio de Janeiro passou por diversas transformações naturais relacionadas a mudanças no clima. O estudo da dinâmica climática e hidrológica regional é importante para as interpretações de potencial e limitações de uso do solo, como o risco de erosão e deslizamentos.

REFERÊNCIAS

ADGER, W. N.; HUQ, S.; BROWN, K.; CONWAY, D.; HULME, M. Adaptation to climate change in the developing world. **Progress in Development Studies**, v. 3, n. 3, p. 179-195. 2003. https://doi.org/10.1191%2F1464993403ps060oa

BRADY, N. C.; WEIL, R. R. **Elementos da natureza e propriedades dos solos**. Porto Alegre: Bookman Editora, 640 p. 2013.

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; DE MORAES GONÇALVES, J. L.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728. 2013. https://doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0507

INFOCLIMA. **Climatologia Trimestral**. 2020. http://infoclima.cptec.inpe.br/ cessado em: 30 Setembro 2020.

KAMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (Pedogênese). In: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. (Eds.). **Pedologia:** Fundamentos. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 207-302. 2012.

PITMAN, A. J.; AVILA, F. B.; ABRAMOWITZ, G.; WANG, Y. P.; PHIPPS, S. J.; DE NOBLET-DUCOUDRÉ, N. Importance of background climate in determining impact of land-cover change on regional climate. **Nature Climate Change**, v. 1, n. 9, p. 472-475, 2011. https://doi.org/10.1038/nclimate1294

SILVA, W. L.; DERECZYNSKI, C. P. Caracterização climatológica e tendências observadas em extremos climáticos no estado do Rio de janeiro. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 37, n. 2, p. 123-138, 2014. http://dx.doi.org/10.11137/2014_2_123_138

XAVIER, A. C.; KING, C. W.; SCANLON, B. R. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980-2013). **International Journal of Climatology,** v. 36, n. 6, p. 2644-2659, 2016. https://doi.org/10.1002/joc.4518

CAPÍTULO 4

ORGANISMOS

Eduardo Carvalho da Silva Neto
Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Marcos Gervasio Pereira
Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Professor Titular da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Tatiana Dias Gaui
Engenheira Florestal, Mestra em Ciências de Florestas Tropicais, Universidade de Brasília, Brasília

Daniel Costa de Carvalho
Engenheiro Florestal, Doutor em Ciências Ambientais e Florestais, Professor Adjunto da Universidade de Brasília, Brasília

Sandra Santana de Lima
Bióloga, Doutora em Agronomia – Ciência do Solo, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Vinicius Costa Cysneiros
Engenheiro Florestal, Doutor em Engenharia Florestal, Professor Adjunto da Universidade Federal de Santa Catarina, Curitibanos, Santa Catarina

4.1 INTRODUÇÃO

Dentre os fatores ativos de formação do solo, os organismos se destacam como condicionantes para a pedogênese. O fator organismos inclui o efeito da flora (vegetação), da fauna e das atividades humanas na formação do solo. Os solos fornecem uma imensa variedade de habitats e contêm uma vasta e ainda pouco conhecida biodiversidade (FAO, 2020). A flora e a fauna, incluindo a espécie humana, constituem o fator biótico na formação do solo. Desde os primórdios do estudo da ciência do solo, os organismos são reconhecidos como importante fator de formação do solo (DARWIN, 1881; JENNY, 1941) e se destacam como condicionantes para a pedogênese - a ação dos organismos no material de origem representa a diferença entre os processos de pedogênese e intemperismo (BUOL *et al.*, 2011). Os solos são um dos principais reservatórios globais de biodiversidade: mais de 40% dos organismos vivos nos

ecossistemas terrestres estão associados, durante o seu ciclo de vida, diretamente com os solos (DECAËNS *et al.*, 2006).

Os organismos assumem função essencial também na potencialidade agrícola dos solos, pois interferem na fertilidade destes, através da ciclagem de nutrientes e na dinâmica da matéria orgânica do solo; melhoram a estrutura e, em consequência, o armazenamento de água e a sua permeabilidade no solo; e atuam na remediação de contaminantes (FAO, 2020; SOARES *et al.*, 2021). Porém, sua contribuição segue ainda subvalorizada pela sociedade em geral e, apesar do importante papel dos organismos na formação e na saúde do solo, pouca atenção tem sido dada aos processos essenciais desempenhados por eles. Um solo saudável, com alta biodiversidade, fornece diversos serviços ecossistêmicos, essenciais para a vida humana (FAO, 2020).

A quantidade e diversidade de organismos – vegetais e animais – varia de acordo com as condições ambientais, incluindo os demais fatores de formação e os próprios atributos do solo. Considerando a ampla variação de características geológicas, geomorfológicas e climáticas do estado do Rio de Janeiro, observa-se uma grande diversidade de formações vegetais e outros organismos com influência direta na pedogênese. A seguir, é apresentado e discutido o papel do fator organismos nos solos do estado do Rio de Janeiro.

4.2 FLORA

4.2.1 Vegetação

O estado do Rio de Janeiro está totalmente inserido no domínio do Bioma Mata Atlântica, um dos ecossistemas mais biodiversos e ameaçados do planeta, considerado um dos *hotspots* mundiais para conservação (MYERS, 2000; MITTERMEIER *et al.*, 2005). O histórico de alteração da cobertura original do solo em decorrência do crescimento urbano e para fins agrícolas, em especial para o cultivo de café, dizimou parte da cobertura de vegetação original do estado, restando apenas fragmentos protegidos nas encostas mais íngremes e topos de morros. O estado do Rio de Janeiro possui uma área total de 4.378.156ha, e, em 2018, foram reportados aproximadamente 1,3 milhões de hectares de florestas naturais, que correspondem a cerca de 31% do território do estado, caracterizadas principalmente por florestas secundárias fragmentadas (Figura 43). Contudo, o Rio de Janeiro ainda resguarda importantes remanescentes de vegetação de diferentes fitofisionomias que compõem a Mata Atlântica, como os Campos de Altitude, Mangues e Restingas. A flora do estado do Rio de Janeiro é reconhecida como uma das mais ricas do país e o estado é tido como um importante centro de endemismo (COELHO *et al.*, 2017), concentrando em seu território aproximadamente 25% da flora brasileira, sendo

2,5% espécies endêmicas do estado (SEA, 2018).

As formações vegetais que recobrem o território fluminense variam de acordo com os fatores edáficos, geomorfológicos e climáticos. A ampla variação altitudinal presente no estado é determinante na diversidade de fitofisionomias, que vão desde manguezais e restingas ao nível do mar nas planícies costeiras e fluviais do estado, até os campos de altitude na faixa de 2.000 metros do nível do mar, no maciço das Agulhas Negras, Serra da Mantiqueira. Além da variação altitudinal, o distanciamento da região costeira com influência marinha para o interior do estado também evidencia diferenças florísticas e estruturais na vegetação. A paisagem do estado do Rio de Janeiro é marcada por um gradiente ambiental que, além de proporcionar a formação de diversos tipos de vegetação e habitats associados (COELHO *et al.*, 2017), também é determinante na diversidade e complexidade estrutural das comunidades de plantas (SCARANO, 2002).

Na cobertura de vegetação do estado do Rio de Janeiro, podem ser reconhecidas sete fitofisionomias do domínio da Mata Atlântica e suas faciações. Essas fitofisionomias se apresentam desde formações campestres, rupícolas e herbáceas, arbustivas, a formações florestais. As florestas são as formações mais representativas no estado e correspondem a aproximadamente 96% da cobertura vegetal do território fluminense. A principal tipologia florestal do estado é a Floresta Ombrófila Densa (FOD), que representa aproximadamente 69% das florestas estaduais; seguida pela Floresta Estacional Semidecidual (FES), com aproximadamente 27% da cobertura florestal. As demais tipologias que compõem a cobertura florestal do estado são as Florestas de Restinga (FR) (2%), os Mangues (1%) e a Floresta Estacional Decidual (FED) (1%).

Figura 43. Cobertura de vegetação remanescente no estado do Rio de Janeiro.
Fonte: Elaborado pelos autores.

As Florestas Ombrófilas Densas, principal fitofisionomia do estado, ocorrem ao longo de todo o território, predominantemente nas encostas úmidas da Serra do Mar. Essas florestas são caracterizadas pela elevada precipitação, bem distribuída durante todo o ano (IBGE, 2012). Em um terceiro nível categórico, as FOD são classificadas de acordo com a cota altitudinal em que estão localizadas (IBGE, 2012). No estado do Rio de Janeiro, são reconhecidas as Florestas Ombrófilas Densas de terras baixas (< 50 m), submontanas (50 - 500 m), montanas (500 - 1.500 m) e alto-montanas (> 1.500 m). Essa variação altitudinal apresenta distintas condições climáticas, ordens e profundidades dos solos, que condicionam diferenças na estrutura e na composição de espécies desses subtipos de vegetação. Vale mencionar que as Florestas Ombrófilas Densas Aluviais não estão condicionadas topograficamente e se apresentam sempre em ambientes homogêneos, nos terraços aluviais suscetíveis a inundação no período de cheias, pela proximidade aos rios. Essa fitofisionomia também apresenta uma faciação denominada de Caixetal, devido à monodominância da espécie arbórea *Tabebuia cassinoides* (Lam.) DC (caixeta), inserida na "Lista Nacional Oficial de Espécies da Flora Ameaçadas de Extinção" (MMA, 2014). Existem, ainda, nas cotas montanas e alto-montanas do estado, fragmentos de uma faciação das Florestas Ombrófilas, denominada de Floresta Ombrófila Mista, com presença de espécies relictuais, indicadoras de ambientes com climas mais amenos no passado, como *Araucaria angustifolia* (Bertol.) Kuntze, *Drimys brasiliensis* Miers e *Podocarpus lambertii* Klotzsch ex Endl.

As FOD, de maneira geral, são caracterizadas por florestas estratificadas, com alta densidade de indivíduos arbóreos que compõem o dossel, além de árvores emergentes de grande porte como *Cariniana legalis* (Mart.) Kuntze, *Schizolobium parahyba* (Vell.) Blake e *Virola gardneri* (A.DC.) Warb. Algumas outras formas de vida também podem ser consideradas indicadoras dessa fitofisionomia florestal, como os xaxins (*Cyathea* spp. – Cyatheaceae; *Dicksonia sellowiana* Hook. - Dicksoniaceae) e o palmito-jussara (*Euterpe edulis* (Mart.) - Arecaceae). As famílias botânicas mais importantes em riqueza de espécies arbóreas nessa fitofisionomia florestal são: Fabaceae, Lauraceae, Melastomataceae, Myrtaceae e Rubiaceae (OLIVEIRA-FILHO e FONTES, 2000).

Os estratos abaixo do dossel também apresentam elevada densidade de outras formas de vida, como arvoretas, arbustos, palmeiras, ervas, bromélias, lianas, pteridófitas, briófitas, fungos e epífitas de diversos grupos de plantas. A diversidade e abundância de lianas lenhosas e plantas epífitas, como bromélias e orquídeas, também são características dessa fitofisionomia, porém a presença destas varia de acordo com o grau de antropização e umidade do fragmento florestal. Em geral, quanto mais conservado o fragmento, maior será a sua densidade e diversidade de plantas epífitas. Em função da alta densidade e

diversidade de plantas, o solo dessa formação florestal é frequentemente coberto por uma camada espessa e heterogênea de serapilheira.

Devido à melhor fertilidade dos solos e à disponibilidade hídrica, em condições naturais, as Florestas Ombrófilas abrigam uma ampla diversidade de fauna e flora e possuem grande interesse para conservação (Figura 44). A maior parte dos remanescentes de FOD do estado do Rio de Janeiro encontra-se preservada em Unidades de Conservação (UCs). Algumas dessas UCs que preservam importantes remanescentes dessa cobertura florestal são o Parque Nacional da Serra dos Órgãos, Parque Nacional do Itatiaia, Parque Estadual dos Três Picos e a Reserva Biológica do Tinguá, entre outras. A Região Hidrográfica da Baía da Ilha Grande, no sudoeste do estado do Rio de Janeiro, preserva a maior cobertura florestal dessa fitofisionomia, com destaque para o município de Paraty, que possui 90% do território coberto por florestas, seguido por Angra dos Reis (86%) e Mangaratiba (83%) (SFB, 2018).

Figura 44. Aspecto geral da Floresta Ombrófila Densa no Parque Estadual do Mendanha, estado do Rio de Janeiro.

Foto: Tatiana Dias Gaui (Acervo Pessoal).

Inseridas nas regiões de domínio da FOD, ocorrem fitofisionomias menos representativas no estado do Rio de Janeiro, como os Campos de Altitude. Mesmo apresentando reduzida cobertura no território estadual, possuem grande relevância biológica, com a presença de muitas espécies raras e endêmicas (VASCONCELOS, 2011). Essa fitofisionomia está localizada nos pontos mais elevados das montanhas,

geralmente acima de 1.500 m de altitude (Figura 45). No estado, os Campos de Altitude ocorrem de forma pontual, principalmente na região centro-sul serrana - Serras do Mar e da Mantiqueira, acima das formações de FOD Montana e Alto-montana (BENITES *et al.*, 2007; VASCONCELOS, 2011).

Os Campos de Altitude são formados por um conjunto de comunidades vegetais predominantemente herbáceo-arbustivas (Figura 45) que variam em função do relevo, microclima, profundidade do solo e natureza do substrato (BENITES *et al.*, 2007; VASCONCELOS, 2011). Essa vegetação apresenta uma ampla variedade de fisionomias, desde áreas abertas cobertas por gramíneas e outras espécies herbáceas, a habitats com adensamento de arbustos e pequenas árvores, e ainda com ou sem a associação com afloramentos rochosos. A vegetação graminóide-herbácea é frequentemente associada aos solos com predomínio de material orgânico em superfície, localizados nas depressões de relevo e com drenagem impedida pelo contato com a rocha, incluindo Organossolos, como no Parque Nacional de Itatiaia (SOARES *et al.*, 2016). Já as formações arbustivo-arbóreo são observadas geralmente em solos moderadamente drenados nas vertentes e escarpas topográficas com trechos de afloramentos de rocha. Entremeada nos Campos de Altitude, ocorre uma vegetação esparsa preponderantemente herbácea rupícola e extremamente adaptada, que coloniza e se estabelece diretamente sobre as rochas expostas (VASCONCELOS, 2011).

Figura 45. Aspecto geral dos Campos de Altitude no Parque Nacional do Itatiaia, estado do Rio de Janeiro.

Foto: Tatiana Dias Gaui (Acervo Pessoal).

As Florestas Estacionais Semideciduais (FES), segunda maior fitofisionomia florestal presente na cobertura do estado do Rio de Janeiro, caracterizam-se pela deciduidade foliar de 50% das árvores no período de estiagem (IBGE, 2012) (Figura 46). Essas florestas ocorrem principalmente na região noroeste do estado, onde apresentam uma clara distinção das FOD. Os fragmentos dessa tipologia florestal também são encontrados nas vertentes mais secas das montanhas da região centro-sul do estado, denominada de “Mares de Morros”, inseridas na bacia do Rio Paraíba do Sul. Nessa região, a transição das Florestas Ombrófilas para as Estacionais é menos evidente, formando áreas de contato de difícil distinção entre essas florestas.

Assim como nas FOD, a FES também é classificada de acordo com a cota altitudinal (IBGE, 2012). Essas duas fitofisionomias ocorrem sobre as mesmas classes de solos, porém sob regimes climáticos distintos (MORELLATO e HADDAD, 2000) e se diferenciam principalmente pela sazonalidade da precipitação (OLIVEIRA-FILHO e FONTES, 2000; MEDEIROS *et al.*, 2016). Enquanto as Florestas Ombrófilas ocupam áreas com chuvas regulares ao longo do ano, as Florestas Estacionais Semideciduais ocorrem em locais que apresentam uma estação seca bem definida. Essas diferenças ambientais ocasionam na distinção da composição de espécies entre esses tipos de floresta (OLIVEIRA-FILHO e FONTES, 2000). Contudo, as Florestas Estacionais e Ombrófilas apresentam muitos elementos florísticos compartilhados e similaridade em sua estrutura florestal (estratos, densidade e formas de vida). Entretanto, a abundância de espécies decíduas e de indivíduos da família botânica Fabaceae ganham destaque nas FES, como *Anadenanthera colubrina* (Vell.), *Apuleia leiocarpa* (Vogel) J.F. Macbr., *Dalbergia nigra* (Vell.) Allemão ex Benth. e *Plathymenia reticulata* Benth.

Outra faciação de Floresta Estacional que ocorre na costa leste do estado do Rio de Janeiro é a Floresta Estacional Decidual (FED) (Figura 47). A área de abrangência dessa fitofisionomia no estado está condicionada ao regime climático sazonal (estação seca bem definida), em locais submetidos a menos de 1.300 mm de precipitação pluviométrica anual (ver capítulo clima).

Figura 46. Aspecto geral da Floresta Estacional Semidecidual na Área de Proteção Ambiental de Miracema, região noroeste do estado do Rio de Janeiro.

Fonte: Tatiana Dias Gaui (Acervo Pessoal).

Figura 47. Aspecto geral da Floresta Estacional Decidual na Região dos Lagos do estado do Rio de Janeiro.

Foto: Tatiana Dias Gaui (Acervo Pessoal).

No estado do Rio de Janeiro, os fragmentos de FED ocorrem pontualmente sobre as colinas e morros da baixada litorânea na Região dos Lagos (ver Capítulo Relevo, 2.2.1). Devido à forte estacionalidade climática e a presença de solos com menor capacidade de armazenamento de água, a vegetação apresenta deciduidade foliar de mais de 50% dos indivíduos arbóreos/arbustivos na época de estiagem (DANTAS *et al.*, 2009; IBGE, 2012).

A FED fluminense compõe um mosaico de vegetação xeromórfica com estrutura e composição florística semelhantes a outras fitofisionomias adjacentes, como as FES e, principalmente, as Restingas (DANTAS *et al.*, 2009). O estrato superior da FED varia de 6 m em Neossolos Litólicos até 15 m em solos argilosos e profundos, sendo formado predominantemente pela alta densidade de espécies arbóreas deciduais, com caules finos, perfilhados, e com espinhos ou acúleos (DANTAS *et al.*, 2009). Algumas espécies arbóreas e de cactos presentes no estrato superior são indicadoras dessa fitofisionomia, como *Libidibia ferrea* (Mart. ex Tul.) L. P. Queiroz, *Paubrasilia echinata* (Lam.) Gagnon, H. C. Lima & G. P. Lewis e *Pilosocereus ulei* (K. Schum.) Byles & G. D. Rowley. Já o estrato inferior geralmente é descontínuo, apresentando uma densidade variável de espécies de cactos, bromélias, palmeiras e lianas. Devido à deciduidade estacional da vegetação, a serapilheira que recobre os solos das FED é geralmente escassa e heterogênea, o que resulta em menor adição de material orgânico ao solo.

De maneira geral, as FED no estado do Rio de Janeiro encontram-se fragmentadas e descaracterizadas, devido ao elevado grau de antropização. Alguns fragmentos dessa tipologia florestal estão inseridos em Unidades de Conservação, como a Área de Proteção Ambiental da Serra de Sapiatiba, no município de São Pedro da Aldeia. Ao extremo leste do estado – nos municípios de Armação dos Búzios, Arraial do Cabo e Cabo Frio -, as altas temperaturas, incidência de ventos constantes e a baixa umidade (ver capítulo Clima) favorecem a ocorrência de uma vegetação extremamente seca, com aspectos estruturais e florísticos típicos da Savana Estépica (IBGE, 2012). Por essas razões, alguns autores consideram esse tipo de vegetação como encraves de Caatinga fluminense (DANTAS *et al.*, 2009). Entretanto, a terminologia de classificação dessa vegetação ainda é discutida na literatura (ARAÚJO, 2000; PENNINGTON *et al.*, 2004; SÁ, 2006; DANTAS *et al.*, 2009).

Na região costeira do estado, sobre as planícies arenosas com influência marinha, são observados diversos tipos de vegetação de Restinga. Essas formações vegetais ocorrem nas praias, cordões arenosos, depressões entre-cordões, dunas e margens de lagunas (IBGE, 2012). As Restingas ocorrem em todo litoral do estado do Rio de Janeiro de forma descontínua, entretanto, trechos mais representativos são observados na Restinga da Marambaia, Restinga de Jurubatiba, Região dos Lagos e Nordeste fluminense.

As formações vegetais das Restingas são consideradas comunidades edáficas por dependerem mais da condição do substrato que do clima (SCARANO, 2002; ROCHA; SCARANO, 2004; MENEZES *et al.*, 2005). Nesses ambientes, reside um mosaico de vegetação adaptada às condições ambientais mais restritivas. Os diferentes tipos de vegetação que ocorrem nas restingas fluminenses variam desde formações herbáceas a arbustivas - abertas ou fechadas - e florestas, cujo dossel varia em altura, geralmente não ultrapassando os 20 m (Figura 48). Em formações de restinga arbustiva e florestada, podem ser encontrados cerca de 2.000 a 4.000 indivíduos por hectare (SÁ e ARAÚJO, 2009), a maior densidade de indivíduos dentre as fitofisionomias do estado. As diferenças

estruturais e florísticas das fisionomias de Restinga ocorrem, basicamente, em função da proximidade do mar, influência da salinidade, das características físicas e químicas dos solos e, ainda, da periodicidade de inundação (ROCHA; SCARANO, 2004; MENEZES *et al*., 2005; SÁ e ARAÚJO, 2009; ASSIS *et al*., 2011; MAGNAGO *et al*., 2013).

No geral, as formações vegetais de Restinga apresentam um aspecto xeromórfico com ervas, arbustos e árvores com folhas coriáceas e cerosas. As espécies com hábitos arbustivos e arbóreos apresentam troncos muito ramificados e tortuosos, copas ralas e deformadas devido à abrasão das partículas arenosas e salinas carreadas pelos ventos intensos (ARAÚJO *et al*., 2004; MENEZES; ARAÚJO, 2005; IBGE, 2012). Quanto aos aspectos edáficos, o acúmulo e decomposição de serapilheira variam conforme a fitofisionomia de restinga (PEREIRA *et al*., 2012; CAMARA *et al*., 2018). Em Florestas de Restinga, a serapilheira é mais espessa e heterogênea (PEREIRA *et al*., 2012; CAMARA *et al*., 2018), enquanto nas formações arbustivas-herbáceas, que ocorrem de forma esparsa, a serrapilheira se concentra nas moitas de vegetação (CARVALHO *et al*., 2014). Devido ao predomínio de solos arenosos - Neossolos Quartzarênicos - e à composição do material vegetal mais resistente à transformação, as taxas de decomposição da serapilheira desses ambientes, em geral, são lentas.

Figura 48. Aspecto geral do mosaico de vegetação de Restinga sobre os cordões arenosos no Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba, estado do Rio de Janeiro.

Foto: Tom Adnet Moura (Acervo Pessoal).

Outra importante formação vegetal costeira do estado do Rio de Janeiro é o Manguezal, que ocupa as regiões estuarinas litorâneas com influência fluviomarinha (BERNINI e REZENDE, 2004; IBGE, 2012; ICMBIO, 2018). Essa formação vegetal está associada a outras fitofisionomias litorâneas que ocorrem no estado, como as Restingas e Florestas Ombrófilas Densas das Terras Baixas e Aluviais (BERNINI e REZENDE, 2004;

IBGE, 2012; ICMBIO, 2018). No estado do Rio de Janeiro, os Manguezais ocorrem de forma descontínua, entretanto, as áreas mais extensas são observadas na foz do Rio Paraíba do Sul e nas baías de Guanabara, de Sepetiba e de Angra dos Reis (BERNINI e REZENDE, 2004).

O substrato encontrado nos manguezais é formado a partir do depósito de sedimentos fluviais, marinhos e lagunares, em geral mais argilosos, com material de origem mineral e proporções variáveis de materiais orgânicos, que se decompõem lentamente em contato com a água salina e o ambiente com reduzida aeração. A escassa serapilheira que recobre o solo dessa fitofisionomia é homogênea e composta por folhiço de uma ou duas espécies arbóreas, em geral. Os solos estão frequentemente saturados por água, com inundações periódicas e sob a influência diária da oscilação das marés, o que favorece o estado de fluidez, ou seja, baixa ou nenhuma coesão entre as partículas do solo. Em decorrência do ambiente de formação, são pobres em oxigênio livre, que é quase que totalmente retirado por bactérias que o utilizam para decompor a matéria orgânica. Com a baixa disponibilidade do oxigênio nos solos do mangue, as bactérias utilizam-se também do enxofre para o processo de decomposição da matéria orgânica, com a consequente produção de compostos ricos em enxofre, que irão influenciar na formação de solos, como os Gleissolos Tiomórficos (SOARES, 1999; BERNINI e REZENDE, 2004).

Devido às peculiaridades dos substratos nesses ambientes, as espécies que se estabelecem nos manguezais são extremamente adaptadas (Figura 49). A vegetação é composta por indivíduos arbóreos e constituída basicamente por quatros espécies *Avicennia schaueriana* Stapf & Leechm. ex Moldenke, *A. germinans* (L.) L., *Laguncularia racemosa* (L.) C. F. Gaertn. e *Rhizophora mangle* L. A densidade dessa vegetação é alta, varia entre 450 a 3.400 troncos ha^{-1} e a estrutura do dossel, no geral, é homogênea (BERNINI e REZENDE, 2004). As espécies vegetais são predominantemente halófilas – que se adaptam às águas salinas e salobras – e pneumatóforas – com raízes aéreas e escoras – que se encontram acima das águas responsáveis pelas trocas gasosas dos vegetais. As raízes aéreas das plantas ajudam a diminuir a velocidade do curso das águas e das ondas, diminuindo, assim, os impactos sobre os solos e contendo processos erosivos. Além disso, essas raízes e demais formas de vegetação ajudam a conter e filtrar os sedimentos das águas que chegam nos manguezais (SOARES, 1999; BERNINI e REZENDE, 2004).

As formações vegetais que predominam na região costeira do estado do Rio de Janeiro, Restingas e Manguezais, são protegidas por lei como Áreas de Preservação Permanente (APP). No entanto, essas coberturas de vegetação são as mais suscetíveis à degradação no território fluminense, devido ao estabelecimento histórico dos núcleos urbanos, como na cidade do Rio de Janeiro, à implantação de pólos industriais, como na Baía de Sepetiba e a Refinaria Duque de Caxias (Reduc), na Baía de Guanabara, e outros mais recentes. Ainda, pode-se citar a intensa especulação imobiliária nas praias litorâneas, as ocupações urbanas irregulares e a poluição e contaminação ambiental

desse frágil ambiente costeiro que são os manguezais. Apesar dos esforços dos órgãos ambientais estaduais e de organizações não governamentais em preservar e monitorar a cobertura de vegetação remanescente, essas formações vegetacionais costeiras ainda sofrem intenso processo de degradação, em especial na região da Baía de Guanabara e, mais recentemente, na Baía de Sepetiba.

Figura 49. Aspecto geral do Manguezal na Baía de Guanabara, estado do Rio de Janeiro.

Foto: Tatiana Dias Gaui (Acervo Pessoal).

Assim como a vegetação costeira, os Campos de Altitude e as Florestas Alto-motanas (acima de 1500-2000 m de altitude), nas Serras do Mar e Mantiqueira do estado do Rio de Janeiro, também são Áreas de Preservação Permanente). Essas áreas, em geral, também se encontram inseridas em Unidades de Conservação, assim como grande parte da cobertura florestal remanescente do estado. Devido à relevância ecológica das formações vegetais da Mata Atlântica no estado do Rio de Janeiro, em especial o seu papel na produção de água, a exemplo da Floresta da Tijuca na cidade do Rio de Janeiro, e a aptidão para o eco-turismo, são prioritárias ações e políticas públicas voltadas para conservação e uso sustentável desses recursos naturais.

4.3 FAUNA

A fauna do solo é composta por invertebrados que vivem permanentemente ou que passam um ou mais ciclos de vida no solo (AQUINO, 2005). Entre eles, estão microrganismos (fungos e bactérias) e seres invertebrados (protozoários, ácaros e insetos, entre outros) que atuam através de interações sinérgicas e antagônicas. Como resultado de sua atividade, esses organismos influenciam em diversos processos do solo, operando

em diferentes escalas de tempo e espaço. Processos biológicos que são importantes para a manutenção da vida no planeta ocorrem no solo, tais como: a decomposição da matéria orgânica e a produção de húmus; a ciclagem de nutrientes; o controle biológico de patógenos; a melhoria da estrutura do solo com a formação de agregados; a produção de metabólitos diversos, entre os quais antibióticos e ácidos orgânicos; a remediação de contaminantes; e os fluxos de gases do solo para a atmosfera - todos esses serviços afetando a produção de alimentos e a vida humana (MOREIRA *et al*., 2013; FAO, 2020).

Existem várias formas de classificar a fauna do solo. Uma das mais utilizadas pelos pesquisadores é a proposta por Swift *et al*. (1979), em que os organismos são classificados de acordo com sua mobilidade, hábito alimentar, função que desempenham no solo e, principalmente, pelo seu tamanho, em: microfauna (0,2 mm), mesofauna (0,2-2,0 mm) e macrofauna (>2,0 mm) (Figura 50). Microrganismos, incluindo bactérias, fungos (20 nm a 10 µm) e microfauna, como protozoários e nematóides do solo (10 µm a 0,1 mm), vivem principalmente na solução do solo e participam da decomposição da matéria orgânica, bem como no intemperismo de minerais no solo. A sua diversidade depende das condições dos micro-habitats e das propriedades físicas e químicas dos horizontes ou camadas do solo.

A mesofauna (0,1 mm a 2 mm) consiste em microartrópodes do solo (ácaros, colêmbolos, enquitreídeos, pequenas larvas de insetos, entre outros). Eles vivem em cavidades do solo cheias de ar e formam microagregados, aumentando a superfície de interações bioquímicas ativas no solo. Também participam da transformação da matéria orgânica. A macrofauna (2 mm a 20 mm) é composta por grandes invertebrados do solo (por exemplo, minhocas, formigas, cupins, besouros, aracnídeos etc.). A megafauna (organismos maiores que 20 mm) são os vertebrados (mamália, répteis e anfíbios). Esses diferentes organismos criam heterogeneidade espacial na superfície do solo e ao longo do perfil através de sua movimentação, além de criar nichos para outros organismos do solo nas cavidades criadas pela megafauna.

Entre os grupos que compõem a macrofauna, as minhocas, térmitas e formigas são capazes de movimentar-se eficientemente no solo, produzindo estruturas organominerais e formando uma grande variedade de tipos e tamanhos de poros. Assim, influenciam outros processos do solo, como a agregação e a estruturação, sendo denominados, por isso, como “engenheiros do ecossistema” (LAVELLE, 1996). As ações desses engenheiros podem afetar profundamente as características do solo, assim como no hábitat, tanto para os microrganismos e plantas, como para outros animais.

A seguir, serão descritos alguns dos principais processos envolvendo indivíduos da fauna do solo e as características dos grupos mais frequentes associados a tais processos.

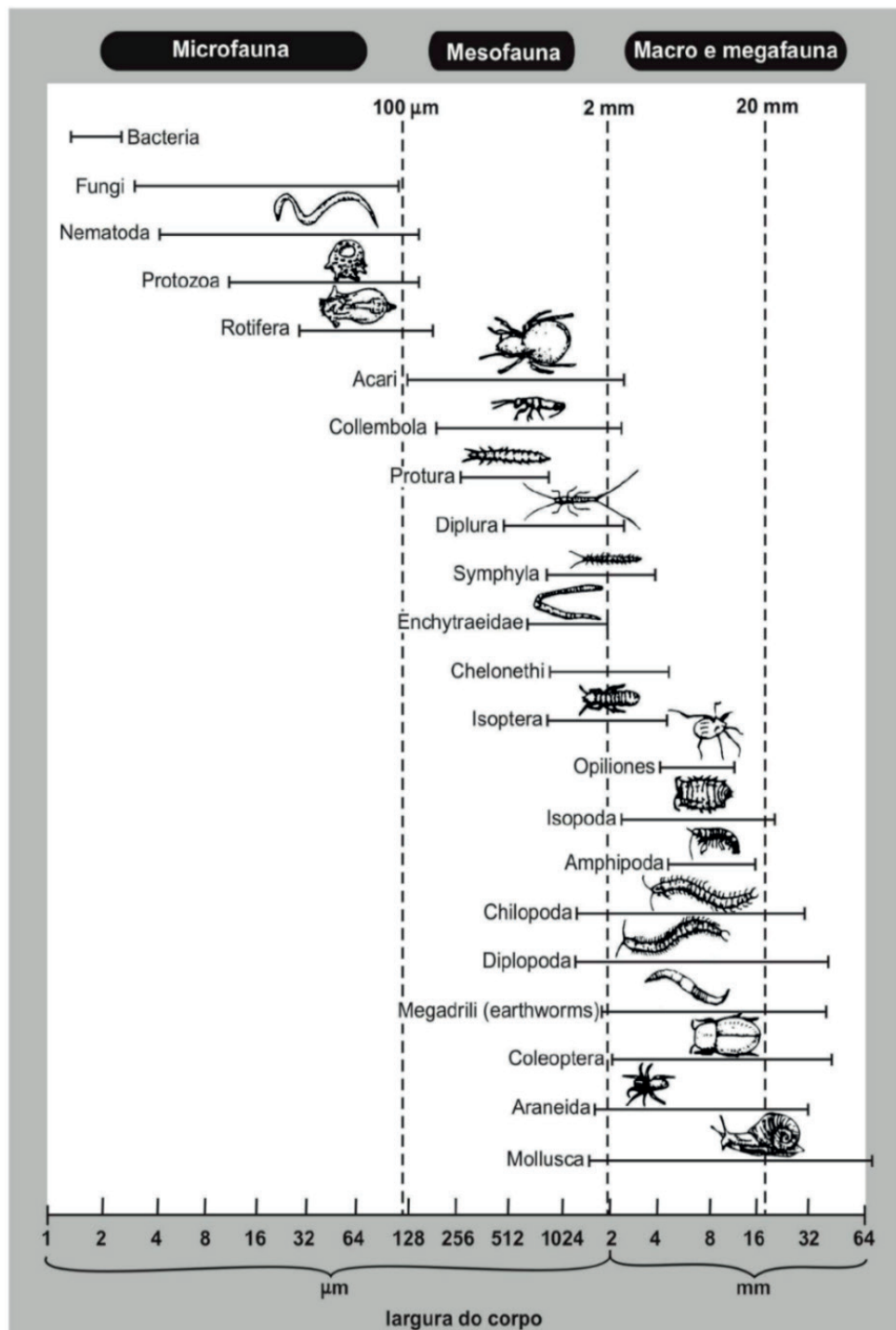



Figura 50. Distribuição dos organismos do solo de acordo com o tamanho corporal.

Modificada por Costa (2004) a partir de Swift *et al.* (1979).

4.3.1 Ciclagem de nutrientes

Os solos são o principal reservatório terrestre de carbono orgânico e nutrientes. Esse reservatório inclui os macronutrientes, aqueles que as plantas necessitam em grande quantidade, e os micronutrientes, que são exigidos em menores quantidades (Fe, Mn, Bo, Mo, Cu, Zn, Cl, Ni, S e Co). A ciclagem de nutrientes refere-se à transformação de elementos químicos contidos na fração mineral do solo e na matéria orgânica em moléculas ou compostos simples que são assimiláveis por plantas e outros organismos (FAO, 2020). Todos os organismos do solo contribuem para a ciclagem de nutrientes através de vários processos físicos (fragmentação da serapilheira, bioturbação e transporte de partículas no solo) e químicos (decomposição da matéria orgânica, transformação de moléculas por um grande número de enzimas). Até mesmo a absorção de nutrientes, necessária para o crescimento das plantas, contribui para a ciclagem, além de aumentar a quantidade de biomassa vegetal adicionada de volta ao solo. A biomassa vegetal (resíduos de folhas, galhos e raízes) constitui a principal fonte de nutrientes para as próprias plantas e para os organismos do solo. No total, 80 a 90% da produção primária é adicionada no sistema subterrâneo (no solo) por meio de detritos (BARDGETT, 2005; COLEMAN *et al.*, 2018).

O fluxo de energia e nutrientes dentro de um ecossistema ocorre em diversas escalas e níveis tróficos. O funcionamento correto das cadeias alimentares é altamente dependente da ciclagem de nutrientes, e os microrganismos do solo são os principais motores dessa renovação de substâncias e ciclos biogeoquímicos. Além de seu papel como decompositores primários, os microrganismos do solo são responsáveis por transformações mais específicas dos nutrientes, que incluem as transformações do nitrogênio e do enxofre, a mineralização e a solubilização do fósforo, a oxidação, a redução e a precipitação do ferro e do manganês, entre outras. Através de associações simbióticas (bactérias fixadoras de nitrogênio atmosférico e micorrizas), microorganismos do solo atuam também aumentando a eficiência na aquisição de nutrientes pelas plantas (COSTA, 2004). Bactérias fixadoras de nitrogênio simbióticas e de vida livre (não simbióticas), encontradas na maioria dos solos (não antropizados), podem converter nitrogênio atmosférico em amônia, que posteriormente será convertido em nitrato pelos organismos nitrificadores, tornando-se prontamente assimilado (MOREIRA *et al.*, 2013). Fungos saprófitos são reconhecidos por suas habilidades de impulsionar a fixação de nitrogênio e a mobilização de fósforo, dois processos fundamentais para sustentar a produtividade das plantas. As associações micorrízicas entre plantas e fungos alteram as propriedades biológicas, físicas e químicas da rizosfera, contribuindo para a ciclagem de nutrientes.

As associações micorrízicas entre plantas e fungos alteram as propriedades biológicas, físicas e químicas da rizosfera, contribuindo para a ciclagem de nutrientes. (Figura 51).

Figura 51. Fungos saprófitos atuando na decomposição da matéria orgânica.

Fotos: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Embora os microrganismos sejam responsáveis pela degradação bioquímica da matéria orgânica, a meso e macrofauna também atuam na ciclagem de nutrientes (Figura 52). As minhocas, ao ingerirem grandes quantidades de solo e matéria orgânica, contribuem de forma indireta para a atividade de bactérias e fungos. Essa intensa atividade de escavação e alimentação pode transformar profundamente o ambiente circundante, resultando em mudanças marcantes na biodiversidade do solo e funções associadas.

Figura 52. Organismos do solo e ciclagem de nutrientes.

Fotos: Eduardo Carvallho da Silva Neto.

A atividade dos cupins no solo, além de sua ação direta na construção de complexas estruturas (cupinzeiros ou termiteiros), também aumenta a atividade microbiana e a liberação de nutrientes como o N na forma de amônio e nitrato. Os solos manejados por esses "engenheiros" são frequentemente enriquecidos com partículas finas (argilas), bem como a matéria orgânica do solo e cátions trocáveis (Ca^{+2}, Mg^{+2} e K^{+}), em comparação com o solo circundante. Estudos realizados no estado do Rio de Janeiro corroboram a importância dos cupins nesse processo. Lima *et al*. (2018) estudaram cupinzeiros em uma área do *campus* da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ), verificando maiores

teores de nutrientes nos cupinzeiros, em comparação ao solo adjacente, especialmente para o fósforo (P). Esses autores ainda observaram diferenças nas substâncias húmicas, especificamente no carbono da fração ácido fúlvico (C-FAF). Resultados semelhantes foram observados por Pinheiro *et al*. (2013), em termiteiros em ambiente de Mar de Morros no município de Pinheiral RJ, para amostras coletadas na estação da primavera. Porém, houve variação sazonal, em que no verão, outono e inverno foi verificado decréscimo dos valores de C-FAF na seção que forma os ninhos, sendo esses valores iguais aos observados no solo adjacente nas estações do verão e inverno.

Em outro estudo, também no município de Pinheiral (RJ), avaliando cupinzeiros construídos pela espécie *Cornitermes cumulans* (Figura 53), Lima *et al.* (2018) constataram maior porcentagem de argila, distribuída uniformemente em todo o termiteiro, e maiores teores de Ca^{+2}, Mg^{+2} e K^{+}, em comparação ao solo adjacente. Adicionalmente, esses autores concluem que os térmitas desempenham um importante serviço ecológico no tocante à concentração de nutrientes que podem ser posteriormente redistribuídos ao solo.

As formigas podem afetar a ciclagem de nutrientes pelo menos de duas maneiras - na construção de seus ninhos (no solo, serapilheira, troncos, tocos e vegetação viva), que geralmente envolve o transporte e fragmentação de material vegetal vivo e morto; e de forma indireta, visto que as formigas representam uma fonte de alimento para pequenos vertebrados, como sapos e lagartos. Diferentemente dos cupins, elas não ingerem o solo, apenas o transportam com suas mandíbulas, podendo ainda utilizar esse material para a construção dos seus ninhos.

Alguns organismos alteram a dinâmica dos nutrientes do solo ao dispersá-los de uma área ou ecossistema para outro. Os colêmbolos aumentam a mineralização do nitrogênio diretamente por meio de suas excretas e indiretamente pela interação com microrganismos e, portanto, podem aumentar o suprimento de nutrientes para as plantas (FAO, 2020). A fragmentação do material vegetal aumenta a superfície específica, acelerando a sua decomposição pela ação microbiana.

Figura 53. Avaliação de cupinzeiro no município de Pinheiral, RJ.

Fotos: Sandra Santana de Lima (Acervo Pessoal).

Além disso, a incorporação de resíduos vegetais no solo e/ou nas fezes de invertebrados também acelera os processos de decomposição (BROWN *et al*., 2015). Além da biodiversidade do solo, a ciclagem de nutrientes depende de fatores como o clima, propriedades físicas (textura, estrutura, umidade e aeração) e químicas (pH, teores de matéria orgânica, capacidade de troca catiônica) do solo, cobertura vegetal e composição química da matéria orgânica adicionada ao solo, os quais impactam diretamente a atividade microbiana. A fauna do solo é um componente altamente sensível às modificações ocorridas no ambiente, tanto as biológicas, físicas e químicas, como aquelas resultantes das práticas de manejo do solo e de cultivo das lavouras (BARRETA *et al*., 2011). Por essa razão, é comumente utilizada como um indicador de estado de degradação ou de qualidade do solo.

Estudos realizados no estado do Rio de Janeiro evidenciam a estreita relação da macrofauna (Figura 54) com o manejo do solo em áreas com diferentes coberturas vegetais e sistemas de manejo e conservação do solo. Destaca-se o trabalho de Menezes *et al*. (2009), avaliando a densidade, diversidade e composição da comunidade da macrofauna em diversos estádios sucessionais de Floresta Estacional Semidecidual Submontana no domínio ecológico da Mata Atlântica, em Pinheiral, RJ.

Figura 54. Indivíduos de grupos da macrofauna do solo.

Fotos: Sandra Santana de Lima (Acervo Pessoal).

Ainda, há diversos estudos sobre as mudanças na fauna do solo ao longo de uma sucessão da Mata Atlântica, como o de Lima *et al*. (2021), o qual avalia o restabelecimento da fauna invertebrada epígea e edáfica sob diferentes manejos do solo, benefícios do uso de plantas de cobertura para a fauna invertebrada, e a relação com atributos físicos e químicos do solo após o desastre ambiental na região serrana do Estado do Rio de Janeiro. Também se pode citar o estudo de Lima *et al.* (2022) que caracteriza a macrofauna invertebrada e os atributos edáficos sob diferentes coberturas vegetais em áreas do Jardim Botânico da UFRRJ.

4.3.3 Estrutura do solo e bioturbação

A fauna do solo desempenha papel importante na modificação da estrutura do solo através do processo de bioturbação, com a produção de estruturas biogênicas (BRUSSAARD *et al*., 2007; LAVELLE e SPAIN, 2006). A ligação entre a atividade biológica do solo e a sua estrutura, particularmente a formação de agregados, tem sido reconhecida e estudada intensivamente desde 1900 (SIX *et al*., 2002, 2004). Esse papel é reconhecido claramente, na própria identificação da estrutura granular, como característica predominante no horizonte superficial (A) da maioria dos solos, em condições naturais, a qual é originada e também indicadora de ação biológica (SANTOS *et al*., 2015).

De acordo com sua gênese ou via de formação, os agregados do solo podem ser classificados em: fisiogênicos ou fisicogênicos (resultantes de processos físicos e químicos no solo); e biogênicos, ou de origem biogênica (formados pela ação dos agentes biológicos) (VELASQUEZ *et al*., 2007; PEREIRA *et al*., 2021). Os agregados biogênicos possuem formas arredondadas e estão relacionados à ação da fauna do solo (engenheiros do ecossistema), podendo-se citar como exemplo a passagem do material do solo pelo sistema intestinal da macrofauna edáfica (em especial as Oligochaeta (minhocas), somada à ação física e cimentante do sistema radicular em associação à ação de microrganismos (fungos e bactérias) (Figura 55). Os engenheiros do ecossistema reconhecidamente formam, além de agregados biogênicos estáveis, bioestruturas como galerias, canais e câmaras (LAVELLE *et al*., 2016). Outros organismos edáficos também podem modificar a estrutura do solo, porém em intensidade e escalas distintas. No estudo de Lima *et al.* (2021), verificou-se correlação positiva entre as larvas de Coleotera e o diâmetro médio ponderado (DMP) dos agregados biogênicos.

A presença de esporos fungos micorrízicos arbusculares em agregado biogênico (Figura 55a) foi observada por Batista (2011). Esses fungos fazem associação simbiótica com raízes e produzem a glomalina, que é uma glicoproteína com elevado conteúdo de íons metálicos (WANG *et al*., 2017), e, quando em contato com o solo, atua como cimentante (SANTOS et al., 2020), favorecendo, assim, a estabilização dos agregados.

a) b)

Figura 55. Diferentes tipos de agregados: (a) agregado biogênico e (b) agregado fisiogênico.
Foto: Sandra Santana de Lima (Acervo Pessoal).

A fauna do solo é provavelmente um dos agentes de pedoturbação mais comumente observados, frequentemente mencionados e intensamente estudados. Embora não seja a única via de transporte de materiais dentro do perfil, a mistura promovida pela atividade biológica (bioturbação) desempenha papel central na formação de solos, sobretudo em regiões tropicais (KÄMPF e CURI, 2012).

Os organismos do solo, especialmente a macrofauna, contribuem significativamente no revolvimento e homogeneização dos constituintes do solo e afetam propriedades como a textura, consistência, agregação e porosidade, em diferentes escalas da paisagem (Figura 56) e ao longo do perfil do solo. As alterações causadas por esses organismos, seu grau de seletividade em relação às partículas e a posição de suas escavações definem se a bioturbação é proanisotrópica ou proisotópica (SOARES *et al.*, 2021).

Além de contribuírem para a formação/degradação da serrapilheira, circulação da água e do ar no interior do solo, influenciando, assim, na regulação da erosão, bem como para a ciclagem dos nutrientes, o conjunto das atividades da biota do solo afeta o ambiente edáfico (estrutura, aeração, umidade do solo etc.) também para outros organismos, entre eles os vegetais e as lavouras cultivadas nesses solos (Figura 57).

Figura 56. Organismos do solo bioturbação.

Fotos: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Figura 57. Modificações da fauna do solo na paisagem.

Fotos: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Na escala de rizosfera, os organismos do solo atuam na formação dos agregados por meio da atividade de bactérias e fungos que produzem mucilagem própria e que são considerados importantes "agentes cimentantes" das partículas do solo, promovendo o aumento da estabilidade dos agregados (OADES, 1984).

Os efeitos dos organismos sobre os processos do solo ampliam-se à medida que estes possuem a habilidade de modificar o ambiente, influenciando grandemente a atividade microbiana, a decomposição e a ciclagem de nutrientes através da construção de galerias e ninhos (LAVELLE *et al.*, 2020).

4.3.3 Processos pedogenéticos específicos

Além de modificarem as características físicas e químicas do solo, os organismos também são protagonistas de diversos processos pedogenéticos e, dessa forma, influenciam na diferenciação de classes de solos - por exemplo, o processo pedogenético de gleização, que consiste na redução e remoção do ferro por ação dos microrganismos em ambientes hidromórficos (KÄMPF e CURI, 2012). Devido à baixa disponibilidade de oxigênio nesses ambientes, os óxidos de ferro, precipitados ou parte da estrutura de minerais do solo, são utilizados pelos microrganismos do solo como aceptores finais de elétrons na decomposição da matéria orgânica. Como resultado da atividade biológica, o ferro é transformado da forma oxidada (Fe^{3+}) para a forma reduzida (Fe^{2+}), podendo ser removido do solo para o lençol freático ou permanecer no sistema como íon solúvel. Com isso, os outros minerais presentes no solo, como a caulinita na fração argila e o quartzo na fração areia, passam a expressar a sua cor acinzentada ou clara. Nos períodos de menor precipitação pluviométrica, com o rebaixamento do lençol freático e o aumento na disponibilidade de oxigênio, ou nos canais formados pelo desenvolvimento de raízes e

ação da fauna do solo, ou em solos que são drenados artificialmente, formam-se zonas de segregação de ferro oxidado, atributo morfológico conhecido como “mosqueado” (Figura 58).

Figura 58. Organismos do solo e processos pedogenéticos.

Fotos: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Outro exemplo associado a ambientes anaeróbicos são os processos de sulfidização e sulfurização (KÄMPF e CURI, 2012). Ocorrem principalmente em ambientes que são ou foram submetidos à influência da adição de enxofre ($SO_4^{=}$) pela água do mar. Nesses ambientes, os íons sulfatos (SO_4^{2-}) adicionados ao solo são reduzidos a sulfeto (S^{2-}) via atividade microbiana, tal como a transformação do Fe^{3+} em Fe^{2+}, que reagem entre si, formando os sulfetos de ferro (FeS, Fe_3S_4 e FeS_2), denominados de pirita. A segunda etapa ocorre quando esses solos são expostos a condições aeróbicas, havendo, portanto, a oxidação do sulfeto, que é responsável pela formação de ácido sulfúrico (H_2SO_4), proporcionando um ambiente favorável à formação da jarosita. Assim, surge no perfil um mosqueamento de coloração amarelada, reduz-se fortemente o pH do solo para valores menores ou iguais a 3,5, formando o horizonte sulfúrico, que caracteriza os Gleissolos Tiomórficos e Organossolos Tiomórficos (SANTOS *et al.*, 2018).

Em alguns casos, os organismos podem fornecer o próprio material de origem para a formação do solo, como nos Organossolos, solos formados a partir da deposição de materiais orgânicos vegetais, em graus variáveis de decomposição, e de sua forte interação com os materiais minerais, de forma que as propriedades condicionadas pela fração orgânica preponderam sobre as da fração mineral. A acumulação de matéria orgânica no solo ocorre em condições de drenagem restrita e/ou baixas temperaturas, ambas contribuindo para redução da atividade biológica na decomposição dos resíduos vegetais. Em condições de drenagem restrita, a condição mais frequente de ocorrência de Organossolos, a formação desses solos ocorre em duas etapas: na primeira, ocorre a

acumulação de material orgânico (terrestrialização), e, na segunda, ocorre a transformação/ diferenciação do material orgânico (paludização) (KÄMPF e CURI, 2012).

4.3.4 Solos modificados por atividades humanas

As intervenções humanas no solo também são incluídas no fator organismos (JENNY, 1941). O estudo dos solos profundamente "modificados" ou mesmo "construídos" por atividades humanas têm desempenhado um papel importante na integração da pedologia com outras ciências, como a arqueologia (HOLLIDAY, 2017), geoarqueologia (GOLDBERG e MACPHAIL, 2013) e antropologia. Ao longo da história, o solo gerou e fomentou uma variedade de culturas, civilizações e meios de subsistência. Evidências arqueológicas e paleoecológicas mostram que, desde ~12.000 a.C., diversas sociedades humanas já adotavam práticas de uso da terra transformadoras do ambiente, incluindo queima, caça, seleção e propagação de espécies, cultivo e outras, deixando legados de longo prazo em toda a biosfera terrestre, fortemente associados a padrões de uso do solo (ELLIS *et al.*, 2021). Hoje, em grande parte da superfície terrestre, as alterações mais intensas nos solos se devem às mudanças da cobertura vegetal original e ao manejo das terras para a produção agrícola, o desenvolvimento urbano e expansão industrial, vias de transporte e, pontualmente, as áreas de mineração. Uma história complexa das atividades humanas está se acumulando nos solos, à medida que novas mudanças se sobrepõem às do passado, inclusive o registro de alterações climáticas.

4.3.4.1 Solos modificados por civilizações antigas

Em seu modelo clássico de formação do solo, Jenny (1941) inseriu as atividades humanas no fator organismos da equação: *S = f (cl,o,r,p,t…).* No entanto, a influência humana na formação do solo é muito mais profunda e extensa do que se pensava originalmente. As atividades humanas podem afetar todos os cinco fatores de formação da equação *clorpt*: o clima, alterando os padrões de temperatura e umidade em diferentes escalas; os organismos, reorganizando e mudando a cobertura vegetal, promovendo ou conduzindo a extinção de plantas e organismos em geral; a alteração do relevo e os materiais de origem com a remodelação geomorfológica da superfície terrestre, em campos de cultivo e áreas de mineração, desenvolvimento urbano e industrial; e o tempo, acelerando o ritmo de evolução do solo ou até mesmo produzindo um novo tempo zero da mesma forma que os grandes eventos. Considerando a escala e a velocidade das modificações antrópicas no solo, a intencionalidade e o uso de tecnologias, os impactos coletivos dos humanos na formação do solo são considerados, por alguns autores, como um sexto fator de formação do solo: *S = f (a,cl,o,r,p,t,...)*, em que *a* é o fator antropogênico (BIDWELL e HOLE 1965;

YAALON e YARON 1966; EFFLAND e POUYAT 1997; DUDAL, 2005; LEGUEDOIS *et al*., 2016). Ainda, a dimensão desse efeito tem levado à proposição, inclusive, de um novo período na escala geológica – o Antropoceno.

Os solos são um componente integral das paisagens culturais e uma fonte potencial de informações significativas para estudos arqueológicos em diferentes escalas, como o impacto da ocupação humana em um local e o cenário ambiental no momento da ocupação humana (HOLLIDAY, 2017; WALKINGTON, 2010). Compreender as civilizações antigas é o domínio da arqueologia, e a pedologia pode ser uma ferramenta importante, usada pelos arqueólogos para fornecer *insights* sobre uma ampla gama de assuntos. Propriedades físicas e químicas do solo são comumente usadas por geoarqueólogos para fazer interpretações do registro arqueológico, incluindo como o solo foi formado e alterado no passado e como é preservado hoje. Por outro lado, a arqueologia também pode fornecer informações sobre os solos, à medida que artefatos culturais e outros materiais (por ex., pólen, fitólitos, resíduos de plantas carbonizadas, ossos de animais, entre outros) são incorporados e embutidos na matriz sedimentar e do solo de um sítio arqueológico (BREVIK *et al*., 2018).

Vários livros e publicações apresentam técnicas de campo e laboratório para o estudo de solos em sítios arqueológicos, expondo aos leitores abordagens adequadas, protocolos instrutivos e diversas referências bibliográficas que podem ser consultadas para o entendimento das complexas relações na prática da arqueologia (por ex., HOLLIDAY, 2004; WALKINGTON, 2010; GOLDBERG e MACPHAIL, 2013; RENFREW e BAHN, 2016; NICOSIA e STOOPS, 2017; entre outros). Técnicas de investigação utilizadas em outros campos da ciência, como análises elementares, isotópicas, bioindicadores, elementos traço, em combinação com técnicas utilizadas tradicionalmente na ciência do solo, como a suscetibilidade magnética e a micromorfologia, podem ser usadas para fazer inferências sobre como as civilizações antigas lidaram com o solo e definiram as paisagens por meio de suas atividades.

No estado do Rio de Janeiro, os sambaquis, depósitos de materiais orgânicos, minerais e principalmente de conchas, são relativamente comuns em todo o litoral fluminense (GASPAR, 2000). Solos formados em áreas de sambaquis também se constituem em exemplo de ação antrópica, modificando as propriedades edáficas, o material de origem e, localmente, o relevo. Os sambaquis são importantes sítios arqueológicos utilizados para reconstituir as formas de vida dos povos responsáveis pela sua formação há alguns milênios de anos (TEIXEIRA e LIMA, 2016). Apresentam uma estratigrafia de camadas bastante complexa, e, entre essas camadas, frequentemente apresentam horizontes escuros que são ricos em nutrientes (férteis) e com elevados teores de carbono orgânico, contrastando com os baixos valores encontrados nos horizontes de solos subjacentes e adjacentes ao

sambaqui. As características desses horizontes remetem aos solos antrópicos encontrados na Amazônia, conhecidos como Terras Pretas de Índio, que são caracterizados pela elevada fertilidade e estoques de carbono (TEIXEIRA *et al.*, 2010). O cálcio é elemento muito abundante nos sambaquis, pela elevada presença de conchas, cuja composição básica é o carbonato de cálcio ($CaCO_3$), e pode ser um elemento-chave na estabilização do carbono.

Figura 59. Área de sambaqui em Saquarema – RJ e detalhe da estrutura e composição do solo. Fotos: Wenceslau Teixeira (Acervo Pessoal).

No Brasil, na região amazônica em especial, mas de ocorrência em outros ambientes, destacam-se os solos identificados como Terra Preta de Indio (TPI) ou Terras Pretas da Amazônia. Esses sítios de ocupação humana pré-histórica estão, em sua maioria, nas áreas de várzeas de rios e cursos de água (KÄMPF e KERN, 2005). Além da importância arqueológica, pela presença de artefatos, esses solos se destacam pelos horizontes superficiais com maiores teores de nutrientes e de matéria orgânica que os solos não antrópicos adjacentes. Uma revisão sobre as origens das TPI é apresentada por Kämpf e Kern (2005).

4.3.4.2 Solos em áreas urbanas, industriais, de tráfego, de mineração e militares

Os solos em áreas urbanas também são fortemente modificados por atividades humanas, com mudanças drásticas em suas propriedades físicas, químicas, biológicas (LAL e STEWART, 2017). O termo “solo urbano” é frequentemente utilizado para designar solos encontrados dentro de áreas urbanizadas. No entanto, solos influenciados pelo homem são encontrados em muitos outros lugares. Assim, uma definição mais apropriada para solos de áreas antropizadas é SUITMAs, que inclui solos em áreas urbanas, industriais, de tráfego,

de mineração e militares. A sigla SUITMA foi proposta pela primeira vez em 1998, pelo Prof. Dr. Wolfgang Burghardt, da Universidade de Duisburg-Essen, tornando-se depois um grupo de trabalho da União Internacional de Ciência do Solo (IUSS), dedicado ao estudo de solos antropizados (MOREL *et al.*, 2015).

SUITMAs são caracterizados por uma forte heterogeneidade espacial resultante das várias entradas de materiais antropogênicos e da mistura do material original do solo (MOREL e HEINRICH, 2008). São intensamente modificados por meio de processos como: (1) transformação, mistura, aumento de profundidade, compactação, nivelamento de terra, vedação; (2) escavação, ou seja, remoção de material do solo e erosão acelerada; e (3) entrada de material exógeno do solo (artefatos), como resíduos (orgânicos, inertes, tóxicos), entulho de construção, materiais dragados e aterro (MOREL *et al.*, 2015). Sua evolução é controlada por fatores semelhantes aos dos solos naturais, embora as atividades humanas desencadeiem um processo de transformação extremamente rápido e intenso. Bockheim & Gennadiyev (2000) denominaram esse processo como antrossolização, que representaria uma coleção de processos geomórficos e pedológicos resultantes de atividades humanas. A noção de antrossolização está sujeita a análises e críticas, mas pode ser vista como um fator que altera os principais processos de adição, remoção, translocação e transformação de matéria e energia que ocorrem nos solos, modificando, assim, vias de pedogênese progressivas ou regressivas (CAPRA *et al.*, 2015).

As pesquisas em SUITMAs começaram a ganhar popularidade na década de 1970, por meio de iniciativas como do programa de pesquisa de solo do USDA-NRCS, com a criação do Comitê Internacional de Solos Antrópicos (ICOMANTH), e da IUSS, com a criação do grupo de trabalho interdisciplinar SUITMA, dedicado ao estudo de solos fortemente modificados por atividades humanas. Desde então, vários livros sobre solos urbanos foram publicados (por ex., CRAUL, 1992; BULLOCK e GREGORY, 1991; HAZELTON e MURPHY, 2011; CHARZYŃSKI *et al.*, 2013; LAL e STEWART, 2017). Os SUITMAs podem ser estudados por métodos tradicionais da ciência do solo. Entretanto, os métodos aplicados devem ser adequadamente adaptados e novos métodos ainda devem ser desenvolvidos. É somente por meio de uma abordagem multidisciplinar que os solos urbanos podem ser mais bem compreendidos para otimizar seu uso para a proteção da saúde humana e dos recursos naturais (MOREL e HEINRICH, 2008; BURGHARDT *et al.*, 2015).

Os solos urbanos podem desempenhar um papel fundamental em todas essas funções e serviços ecossistêmicos, dependendo do grau de interferência e manejo antrópico (MOREL *et al.*, 2015). São capazes de regular o clima, o gás e/ou o ciclo da água através, respectivamente, do sequestro de carbono, participação em ciclos biogeoquímicos e controle da capacidade de infiltração, condutividade hidráulica e retenção de umidade. Além disso, podem ter função importante na purificação da água, principalmente pela sorção de contaminantes em partículas coloidais, e na sustentação da agricultura urbana, parques e florestas, fornecendo suporte físico, água e/ou nutrientes à vegetação e outras

formas de vida (FURQUIM e ALMEIDA, 2020).

Um importante serviço prestado pelos solos é o suporte de assentamentos humanos, estruturas e infraestruturas. No entanto, uma vez urbanizados, os solos geralmente são profundamente afetados e muitas vezes sofrem a perda de diversas funções do solo, como a capacidade de sustentar o crescimento das plantas e a infiltração de água, armazenar carbono orgânico e hospedar a biodiversidade (ITPS-FAO, 2022). Solos urbanos antropogênicos são cada vez mais importantes em um mundo com urbanização acelerada. Assim, o planejamento e a gestão das diferentes áreas em ambientes urbanos devem respeitar a funcionalidade de seus solos. Além disso, são de interesse para subáreas da ciência do solo, como a pedologia, uma vez que suas propriedades raramente são investigadas e podem diferir substancialmente dos solos da paisagem. Portanto, é importante que a pedologia seja integrada com disciplinas relacionadas, como arqueologia, história e planejamento urbano (LEHMANN e STAHR, 2007).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As formações vegetais que recobrem o estado do Rio de Janeiro variam de acordo com os fatores edáficos, geomorfológicos e climáticos. A ampla variação altitudinal presente no estado é determinante na diversidade de fitofisionomias que vão desde manguezais e restingas ao nível do mar, nas planícies costeiras e fluviais do estado, até os campos de altitude. Além dos serviços ecossistêmicos diretamente relacionados à cobertura vegetal, como a produção de água e efeito sobre todos os componentes do clima, a vegetação adiciona matéria orgânica ao solo por meio da deposição da serapilheira, decomposição de raízes mortas e conversão de compostos exsudados.

Os organismos que compõem a fauna do solo são um componente-chave na formação e evolução dos solos. Além disso, estão diretamente associados aos processos de transformação da matéria orgânica adicionada ao solo pela vegetação. Microrganismos, especialmente fungos e bactérias, facilitam as trocas químicas entre as raízes e o solo para produzir nutrientes essenciais. Comunidades de organismos da fauna do solo alteram propriedades físicas e químicas e permitem que a umidade e os gases se infiltrem em camadas mais profundas ao longo de suas tocas e nos canais radiculares.

Os seres humanos podem impactar a formação do solo por meio de práticas que perturbam os processos naturais e alteram as características biológicas, físicas e químicas do solo, de forma positiva ou negativa. Exemplos desses impactos são preservados nos solos e no registro arqueológico e histórico das civilizações. Alterações ainda mais profundas nos solos são as observadas no meio urbano, com a expansão das cidades e o aumento da população mundial, com demandas cada vez maiores por esse recurso natural não-renovável.

Por ocupar a interface entre a biosfera, atmosfera, hidrosfera e litosfera, razão

pela qual se dá, em grande parte, sua importância - o solo é um recurso essencial, único e insubstituível para todos os organismos terrestres, incluindo o homem. Os ambientes nos quais esses quatro elementos interagem são, muitas vezes, os mais complexos e diversificados da Terra. Portanto, uma compreensão completa dos solos requer o conhecimento da biodiversidade de organismos do solo.

REFERÊNCIAS

AQUINO, A. M. Fauna edáfica e sua inserção na regulação funcional do agroecossistema. In: AQUINO, A. M. e ASSIS, R. L. (Eds.). **Agroecologia**: princípios e técnicas para uma agricultura orgânica sustentável. Brasília, DF: Embrapa Informação Tecnológica, p. 47-75, 2005.

ARAÚJO, D. S. D. **Análise florística das restingas do estado do Rio de Janeiro**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 175 f, 2000.

ARAÚJO, D. S. D.; PEREIRA, M. C. A.; PIMENTEL, M. C. Flora e estrutura de comunidades no Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba - Síntese dos conhecimentos com enfoque especial para a formação aberta de Clusia. In: ROCHA, C. F. D.; SCARANO, F. R. (Org.). **Ecologia, História Natural e Conservação do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba**. São Carlos: RiMa, p. 59-76, 2004.

ASSIS, M. A.; PRATA, E. M. B.; PEDRONI, F. Florestas de restinga e de terras baixas na planície costeira do sudeste do Brasil: vegetação e heterogeneidade ambiental. **Biota Neotropica**, v. 11, n. 2, p. 103-121, 2011.

BARDGETT, R. D. **The Biology of Soil**: A Community and Ecosystem Approach. Oxford University Press, New York. 2005.

BARETTA, D. SANTOS, J.; SEGAT, J. C.; GEREMIA, E. V. Fauna edáfica e qualidade do solo. In: KLAUBERG-FLHO, O.; MAFRA, Á. L.; GATIBONI, L. C. (ed.). **Tópicos em ciência do solo**. 7ª. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 119-170, 2011.

BATISTA, I. **Atributos edáficos e fauna do solo em áreas de integração lavoura-pecuária no Bioma Cerrado, Mato Grosso do Sul** Dissertação de Mestrado. – Ciência do Solo – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, 86 f. 2011.

BENITES, V. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SIMAS, F. N. B.; SANTOS, H. G. Soils associated with rock outcrops in the Brazilian mountain ranges Mantiqueira and Espinhaço. **Brazilian Journal of Botany**, v. 30, n. 4, p. 569-577, 2007.

BERNINI, E.; REZENDE, C. E. Estrutura da vegetação em florestas de mangue do estuário do rio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, v. 18, n. 3, 2004, p. 491-502.

BIDWELL, O. W.; HOLE, F.D. Man as a factor of soil formation. **Soil Science**. v. 99, n. 1, p. 65-72, 1965.

BOCKHEIM, J. G.; GENNADIYEV, A. N. The role of soil-forming processes in the definition of taxa in Soil Taxonomy and the World Soil Reference Base. **Geoderma**, v. 95, n. 1-2, p. 53-72, 2000.

BREVIK, E. C.; HOMBURG, J. A.; SANDOR, J. A. Soils, Climate, and Ancient Civilizations. **Developments in Soil Science**, v. 35, p. 1-28, 2018.

BROWN, G. G.; NIVA, C. C.; ZAGATTO, M. R. G.; FERREIRA, S. A.; NADOLNY, H. S.; CARDOSO, G. B. X.; SANTOS, A.; MARTINEZ, G. A.; PASINI, A.; BARTZ, M. L. C.; SAUTTER, K. D.; THOMAZINI, M. J.; BARETTA, D.; SILVA, E. DA, ANTONIOLLI, Z. I.; DECAËNS, T.; LAVELLE, P. M.; SOUSA, J. P.; CARVALHO, F. Biodiversidade da fauna do solo e sua contribuição para os serviços ambientais. In: PARRON, L. M.; GARCIA, J. R.; OLIVEIRA, E. B.; BROWN, G. G.; PRADO, R. B. (Ed.). **Serviços ambientais em sistemas agrícolas e florestais do Bioma Mata Atlântica**. Brasília, DF: Embrapa, 2015. p. 121-154.

BRUSSAARD, L.; DE RUITER, P. C.; BROWN, G. G. Soil biodiversity for agricultural sustainability. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 121, n. 3, p. 233-244. 2007.

BULLOCK, P., GREGORY, P. **Soils in the Urban Environment**. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 174 p. 1991.

BUOL, S. W.; SOUTHARD, R. J.; GRAHAM, R. C.; MC DANIEL, P. A. **Soil genesis and classification**. 6th ed. Chichester, Willey-Blackwell, 543 p. 2011.

BURGHARDT, W.; MOREL, J. L.; ZHANG, G. L. Development of the soil research about urban, industrial, traffic, mining and military areas (SUITMA). **Soil science and plant nutrition**, v. 61, supplement 1, p. 3-21, 2015.

CAMARA, R.; PEREIRA, M. G.; MENEZES, L. F. T.; SEGALL, A. B.; CASTRO, J. S. R. Litter Dynamics in a Forest Dune at Restinga da Marambaia, RJ, Brazil. **Floresta e Ambiente (Floram)**, v. 25, n. 2, p. 1-10, 2018.

CAPRA, G. F.; GANGA, A.; GRILLI, E.; VACCA, S. & BUONDONNO, A. A review on anthropogenic soils from a worldwide perspective. **Journal of Soils and Sediments**, v. 15, p. 1602-1618, 2015.

CARVALHO, D. C.; PEREIRA, M. G.; MENEZES, L. F. T. Aporte de biomassa e nutrientes por Allagoptera arenaria na Restinga da Marambaia, Rio de Janeiro, RJ. **Floresta**, Curitiba, PR, v. 44, n. 3, p. 349-358, 2014.

CHARZYŃSKI, P.; HULISZ, P.; BEDNAREK, R. **Technogenic Soils of Poland**. Torun, Polish Society of Soil Science, 2013. 357 p.

COELHO, M. A. N.; BAUMGRATZ, J. F. A.; LOBÃO, A. Q.; SYLVESTRE, L. S.; TROVÓ, M.; SILVA, L. A. E. Flora of Rio de Janeiro state: an overview of Atlantic Forest diversity. **Rodriguésia**, v. 68, n. 1, p. 1-11, 2017.

COLEMAN, D. C.; CALLAHAM, M. A.; CROSSLEY, D. A. **Fundamentals of Soil Ecology (third edition)**. London, UK, Academic Press, Elsevier Inc. 2018.

COSTA, P. D. **Fauna edáfica e sua atuação em processos do solo**. Roraima: Embrapa Roraima, 32 p. 2004.

CRAUL, J. P. **Urban Soils. Application and Practices**. New York, John Wiley and Sons, p. 396. 1992.

DANTAS, H. G. R.; LIMA, H. C.; BOHRER, C. B. A. Mapeamento da vegetação e da paisagem do município de Armação dos Búzios, Rio de Janeiro, Brasil. **Rodriguésia**, v. 60, n. 1, p. 25-38, 2009.

DARWIN, C. **On the formation of vegetable mould through the action of worms**. London, John Murray, 1881.

DECAËNS, T.; JIMÉNEZ, J. J.; GIOIA, C.; MEASEY, G. J.; LAVELLE, P. The values of soil animals for conservation biology. **European Journal of Soil Biology**, v. 42, supplement 1, p. S23-S38, 2006.

DUDAL, R. The sixth factor of soil formation. **Eurasian Soil Science**, v. 38, p. 60-65, 2005.

EFFLAND, W. R.; POUYAT, R. V. The genesis, classification, and mapping of soils in urban areas. **Urban Ecosystem,** v. 1, p. 217-228, 1997.

ELLIS, C. E.; GAUTHIER, N.; GOLDEWIJK, K. K.; BIRD, R.; BOIVIN, N.; DIAZ, S.; FULLER, D.; GILL, J.; KAPLAN, J.; KINGSTON, N.; LOCKE, H.; McMICHAEL, C.N.H.; RANCO, D.; RICK, T. C.; SHAW, M. R.; STEPHENS, L.; SVENNING, J. C., WATSON, J. E. M. People have shaped most of terrestrial nature for at least 12,000 years. **Proceedings of the National Academy of Sciences**. v. 118, n. 17, p. 1-8, 2021.

FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) Intergovernmental Technical Panel on Soils - ITPS, Global Soil Biodiversity Initiative - GSBI, Convention of Biological Diversity - CBD, European Commission EC. **State of knowledge of soil biodiversity**: Status, challenges and potentialities. Rome, FAO, 2020.

FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). **Soils deliver ecosystem sevices that enable life on Earth - Infographics**. Rome, FAO, 2015.

FAO, ITPS, GSBI, SCBD; EC. **State of knowledge of soil biodiversity – Status, challenges and potentialities**, Summary for policy makers. Rome, FAO, 2020.

FURQUIM, S. A. C.; ALMEIDA, I. S. Urban soils in Brazil: A review. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 46, 2022.

GASPAR, M. D. **Sambaqui:** arqueologia do litoral brasileiro. 2ª ed. Rio de Janeiro: Jorge Zahar Ed., 2000. 91 p.

GOLDBERG, P.; MACPHAIL, R. I. **Practical and theoretical geoarchaeology**. Practical and Theoretical Geoarchaeology. Malden, MA, Oxford, Carlton: Blackwell Publishing Ltd. p. 472. 2013.

HAZELTON, P.; MURPHY, B. **Understanding Soils in Urban Environments**. Collingwood, Australia, CSIRO Publishing, 160 p. 2011.

HOLLIDAY, V. T. **Soils and Archaeological Research**. New York, Oxford University Press. p. 464. 2004.

HOLLIDAY, V. T. Soils in archaeological research. In: **International Encyclopedia of Geography:** People, the Earth, Environment and Technology, p. 1-12. 2017.

ICMBIO (Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade). **Atlas dos Manguezais do Brasil**. Brasília: Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, 2018. 176 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. **Manual técnico da vegetação brasileira**. Rio de Janeiro: IBGE, 2ª ed., 2012.

ITPS-FAO. **Urbanisation and soil sealing**. ITPS Soil Letters 5. Rome, Food and Agriculture Organization of the United Nations and Intergovernmental Technical Panel on Soils. 2022.

JENNY, H. **Factors of Soil Formation**. New York, McGraw-Hill. 1941, p. 191.

JENNY, H. **Factors of Soil Formation**: A system of quantitative pedology. New York, McGraw-Hill. 1941, p. 144.

KAMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (Pedogênese). In: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. (Eds.). **Pedologia:** Fundamentos. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 207-302, 2012.

KÄMPF, N.; KERN, D. C. O solo como registro da ocupação humana pré-histórica na Amazônia. Tópicos em Ciência do Solo. Viçosa, MG, **Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, v. 4, p. 277-320, 2005.

LAL, R.; STEWART, B. A. (Eds.) **Urban soils**. CRC Press. 2017, p. 406.

LAVELLE, P.; SPAIN, A.; FONTE, S.; BEDANO, J. C.; BLANCHART, E.; GALINDO, V.; GRIMALDI, M.; JIMENEZ, J. J.; VELASQUEZ, E.; ZANGERLÉ, A. Soil aggregation, ecosystem engineers and the C cycle. **Acta Oecologica**, v. 105, 1, 2020.

LAVELLE, P.; SPAIN, A. V. **Soil ecology**. 2nd Edition. Amsterdam, Netherlands, Kluwer Scientific Publications. 2006.

LAVELLE, P.; SPAIN, A. V.; BLOUIN, M.; BROWN, G. G.; DECAENS, T.; GRIMALDI, M.; JIMENEZ, J. J. MCKEY, D.; MATHIEU, J.; VELASQUEZ, E.; ZANGERLÉ, A. Ecosystem engineers in a self-organized soil: a review of concepts and future research questions. **Soil Science**, v. 181, n. 91-109, 2016.

LAVELLE, P. Diversity of soil fauna and ecosystem function. **Biology International**, v. 33, n. 3-16, 1996.

LEGUEDOIS, S.; SERE, G.; AUCLERC, A.; CORTET, J.; HUOT, H.; OUVRARD, S.; WATTEAU, F.; SCHWARTZ, C.; MOREL, J. L. Modeling pedogenesis of Technosols. **Geoderma**. v. 262 p. 199-212, 2016.

LEHMANN, A.; STAHR, K. Nature and significance of anthropogenic urban soils. **Journal of Soils and Sediments**, v. 7, n. 4, p. 247-260, 2007.

LIMA, S. S.; ROCHA, J. E.; FERNANDES, D. A. C.; CABREIRA, W. V.; PEREIRA, M. G. Macrofauna invertebrada e atributos físicos e químicos do solo sob diferentes coberturas vegetais no Jardim Botânico da UFRRJ. In: Ivo Abraão Araújo da Silva, Marcos Gervasio Pereira, Silvia Aparecida Martim. (Org.). **Pesquisas no Jardim Botânico da UFRRJ**. 1ed. Seropédica: EDUR - UFRRJ, v. 1, p. 52-63. 2022.

LIMA, S. S.; AQUINO, A. M.; SILVA, R. M.; MATOS, P. S.; PEREIRA, M. G. Edaphic fauna and soil properties under different managements in areas impacted by natural disaster in a mountainous region. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 45, p. e0200156, 2021.

LIMA, S. S.; PEREIRA, M. G.; PEREIRA, R. N.; PONTES, R. M.; ROSSI, C. Q. Termite Mounds Effects on Soil Properties in the Atlantic Forest Biome. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 42, p. 1-14, 2018.

LIMA, S. S.; PEREIRA, M. G.; SANTOS, G. L.; PONTES, R. DE M.; DINIZ, A. R. Soil Physical and Chemical Properties in Epigeal Termite Mounds in Pastures. **Floresta e Ambiente (Floram)**, v. 25, n. 1, p. 01-08, 2018.

MAGNANO, L. F. S.; MARTINS, S. V.; SCHAEFER, C. E. G. R.; NERI, A. V. Structure and diversity of restingas along a flood gradient in southeastern Brazil. **Acta Botanica Brasilica**, v. 27, n. 4, p. 801-809, 2013.

MEDEIROS, A. S.; PEREIRA, M. G.; BRAZ, D. M. Estrutura e Conservação de um Trecho de Floresta Estacional em Piraí, RJ. **Floresta e Ambiente** (**Floram)**, v. 23, n. 3, p. 330-339, 2016.

MENEZES, C. E. G.; CORREIA, M. E. F.; PEREIRA, M. G.; BATISTA, I.; RODRIGUES, K. M.; COUTO, W. H.; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, I. P. Macrofauna edáfica em estádios sucessionais de floresta estacional semidecidual e pastagem mista em Pinheiral (RJ). **Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.** 33, p. 1647-1656, 2009.

MENEZES, L. F. T; ARAÚJO, D. S. D. Formações vegetais da Restinga da Marambaia, Rio de Janeiro. In: MENEZES, L. F.; PEIXOTO, A. L.; ARAÚJO, D. S. D. (Org.). **História Natural da Marambaia**. Seropédica: Editora da Universidade Rural, p. 67-120, 2005.

METZGER, J. P.; MARTENSEN, A. C.; DIXO, M.; BERNACCI, L. C.; RIBEIRO, M. C.; TEIXEIRA, A. M. G.; PARDINI, R. Time-lag in biological responses to landscape changes in a highly dynamic Atlantic forest region. **Biological Conservation**, v. 142, n. 6, p. 1166-1177, 2009.

MITTERMEIER, R. A.; GIL, P. R.; HOFFMAN, M.; PILGRIM, J.; BROOKS, T.; MITTERMEIER, C. G.; LAMOREUX, J.; FONSECA, G. A. B. **Hotspots Revisited. Earth's Biologically Richest and Most Endangered Terrestrial Ecoregions**. Conservation International, 2005. 392 p.

MMA - Ministério do Meio Ambiente. **Lista Nacional Oficial de Espécies da Fauna Ameaçadas de Extinção:** Portaria N. 444, de 17 de dezembro de 2014. Diário Oficial da União - Seção, 1245, 121-126, 2014.

MOREIRA, F. M. D. S.; CARES, J. E.; ZANETTI, R.; STÜRMER, S. L. **O ecossistema solo:** componentes, relações ecológicas e efeitos na produção vegetal. Lavras: UFLA. 2013.

MOREL, J. L.; HEINRICH, A. B. SUITMA—soils in urban, industrial, traffic, mining and military areas: An interdisciplinary working group of the 'International Union of Soil Science'(IUSS) dedicated to soils strongly modified by human activities. **Journal of Soils and Sediments**, v. 8, n. 4, p. 206-207, 2008.

MOREL, J. L.; CHENU, C.; LORENZ, K. Ecosystem services provided by soils of urban, industrial, traffic, mining, and military areas (SUITMAs). **Journal of Soils and Sediments**, v. 15, p. 1659-1666, 2015.

MOREL, J. L.; CHENU, C.; LORENZ, K. Ecosystem services provided by soils of urban, industrial, traffic, mining, and military areas (SUITMAs). **Journal of Soils and Sediments**, v. 15, n. 8, p. 1659-1666, 2015.

MORELLATO, L. P. C.; HADDAD, C. F. B. Introduction the Brazilian Atlantic Forest. **Biotropica**, v. 32, n. 4, p. 786-792, 2000.

MYERS, N.; MITTERMEIER, R. A.; MITTERMEIER, C. G.; FONSECA, G. A. B.; KENT, J. Biodiversity hotspots for conservation priorities. **Nature**, v. 403, p. 853-858, 2000.

NICOSIA, C.; STOOPS, G. (Eds.). **Archaeological soil and sediment micromorphology**. John Wiley & Sons, 2017. p. 476.

OADES, J. M. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. **Plant and Soil**, v. 76, p. 319-337, 1984.

OLIVEIRA FILHO, A. T.; FONTES, M. A. L. Patterns of floristic differentiation among Atlantic Forests in Southeastern Brazil and the influence of climate. **Biotropica** v. 32, n. 4, p. 793-810, 2000.

OLIVEIRA, A. A.; VICENTINI, A.; CHAVE, J.; CASTANHO, C. T.; DAVIES, S. J.; MARTINI, A. M. Z.; LIMA, R. A. F.; RIBEIRO, R. R.; IRIBAR, A.; SOUZA, V. C. Habitat specialization and phylogenetic structure of tree species in a coastal Brazilian white-sand forest. **Journal of Plant Ecology**, v. 7, p. 134-144, 2014.

PENNINGTON, R. T.; LAVIN, M.; PRADO, D. E.; PENDRY C. A.; PELL, S. K.; BUTTERWORTH, C. A. Historical climate change and speciation: neotropical seasonally dry forest plants show patterns of both Tertiary and Quaternary diversification. **Philosophical Transactions of the Royalty Society of London. Series B - Biological Sciences**, v. 359, n. 1443, p. 515-537, 2004.

PEREIRA, M. G.; LOSS, A.; BATISTA, I.; MELO, T. R. D.; SILVA NETO, E. C. D.; PINTO, L. A. D. S. R. Biogenic and physicogenic aggregates: formation pathways, assessment techniques, and influence on soil properties. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 45, 2021.

PEREIRA, M. G.; SILVA, A. N.; PAULA, R. R.; MENEZES, L. F. T. Aporte e decomposição do folhedo em floresta periodicamente inundável na Restinga da Marambaia, RJ. **Ciência Florestal** (UFSM. Impresso), v. 22, p. 59-67, 2012.

PEREIRA, M. G.; CABREIRA, W. V.; LIMA, S. S.; ROCHA, J. E.; SANTOS, R. N.; SILVA, R. G. **Manual de coleta e identificação da fauna edáfica**. 1ª. ed. v. 1. 46 p., 2018.

RENFREW, C.; BAHN, P. G. **Archaeology:** Theories, Methods and Practice. London, UK, Thames and Hudson, p. 672, 2016.

ROCHA, C. F. D.; SCARANO, F. R. **Ecologia, História Natural e Conservação do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba**. São Carlos: RiMa, 2004.

SÁ, C. F. C.; ARAÚJO, D. S. D. Estrutura e florística de uma floresta de restinga em Ipitangas, Saquarema, Rio de Janeiro, Brasil. **Rodriguésia**, v. 60, n. 1, p. 147-170, 2009.

SÁ, C. F. C. **Estrutura, diversidade e conservação de angiospermas no Centro de Diversidade de Cabo Frio, estado do Rio de Janeiro**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 250 f. 2006.

SANTOS, A.; SILVA, C. F.; GAMA-RODRIGUES, E. M.; GAMA-RODRIGUES, A. C.; SALES, M.; FAUSTINO, L. L.; BARRETO-GARCIA, P. A. B. Glomalin in soil aggregates under different forest and pasture systems in the North of Rio de Janeiro state, Brazil. **Environmental and Sustainability Indicators**, v. 8, 2020.

SCARANO, F. R. Structure, Function and Floristic Relationships of Plant Communities in Stressful Habitats Marginal to the Brazilian Atlantic Rainforest. **Annals of Botany**, v. 90, n. 4, p. 517-524, 2002.

SCHAETZL, R.; ANDERSON, S. **Soils:** genesis and geomorphology. Cambridge, Cambridge University Press, p. 817. 2005.

SECRETARIA DE ESTADO DO AMBIENTE - SEA. **Livro Vermelho da Flora Endêmica do Estado do Rio de Janeiro.** Rio de Janeiro: Jardim Botânico do Rio de Janeiro, 456 p. 2018.

SIX, J.; BOSSUYT, H.; DEGRYZE, S.; DENEF, K. A history of research on the link between (micro) aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. **Soil and Tillage Research**, v. 79, n. 1, p. 7-31, 2004.

SIX, J.; FELLER, C.; DENEF, K.; OGLE, S.; DE MORAES SA, J. C.; ALBRECHT, A. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils-Effects of no-tillage. **Agronomie**, v. 22, n. 7-8, p. 755-775, 2002.

SOARES, F. S.; FURQUIM, S. A. C.; PEREIRA, M. G.; SOUZA, C. D.; SILVA NETO, E. C.; CALEGARI, M. R.; COSTA, A. M. A pedologia e seus diálogos científicos: Aborbagens analíticas transversais para o estudo dos solos. **Tópicos Ciência do Solo**, 1ª ed. Viçosa: SBCS, v. 11, p. 1-54, 2021.

SOARES, M. L. G. Estrutura vegetal e grau de perturbação dos manguezais da Lagoa da Tijuca, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. **Revista Brasileira de Biologia**, v. 59, n. 3, p. 503-515, 1999.

SOARES, P. F. C.; ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G.; PESSENDA, L. C. R. Histosols in an Upper Montane Environment in the Itatiaia Plateau. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 40, 2016.

SWIFT, M. J.; HEAL, O. W.; ANDERSON, J. M. **Decomposition in terrestrial ecosystems**. Oxford, Blackwell, 1979. 372p.

TEIXEIRA, W. G.; LIMA, R. A. O solo modificado pelo homem (solo antrópico) como artefato arqueológico. Seminário de Preservação de Patrimônio Arqueológico, 4, **Anais…** v. 4, n. 1, p. 123-147, 2016.

VASCONCELOS, M. F. O que são campos rupestres e campos de altitude nos topos de montanha do Leste do Brasil? **Revista Brasileira de Botânica**., v. 34, n. 2, p. 241-246, 2011.

VELASQUEZ, E.; PELOSI, C.; BRUNET, D.; GRIMALDI, M.; MARTINS, M.; RENDEIRO, A. C.; LAVELLE, P. This ped is my ped: visual separation and near infrared spectra allow determination of the origins of soil macroaggregates. **Pedobiologia**, v. 51, n. 1, p. 75-87, 2007.

WALKINGTON, H. Soil science applications in archaeological contexts: A review of key challenges. **Earth-Science Reviews**, v. 103, n. 3-4, p. 122-134, 2010.

WANG, W.; ZHONG, Z.; WANG, Q.; WANG, H.; FU, Y.; HE, X. Glomalin contributed more to carbon, nutrients in deeper soils, and differently associated with climates and soil properties in vertical profiles. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, 2017.

YAALON, D. H.; YARON, B. Framework for man-made soil changes - an outline of metapedogenesis. **Soil Science** v. 102, n. 4, p. 272-277, 1966.

CAPÍTULO 5

TEMPO

Marcos Gervasio Pereira
Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Professor Titular da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Eduardo Carvalho da Silva Neto
Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Carlos Wagner Rodrigues do Nascimento
Geólogo, Mestre em Agronomia – Ciência do Solo, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

5.1 INTRODUÇÃO

O tempo é um fator de formação que indica a intensidade de atuação dos fatores e processos pedogenéticos e diz respeito à idade e à história do solo. Possui uma relação tanto cronológica, quanto de maturidade e evolução (KÄMPF e CURI, 2012), cabendo aqui uma distinção entre cronologia e maturidade. A cronologia pode ser definida como o tempo transcorrido desde o início da exposição do material de origem na superfície terrestre até um determinado momento avaliado; já a maturidade refere-se ao grau de evolução atingido pelo solo, o qual depende intrinsecamente da combinação de condições dos demais fatores de formação.

Mesmo diante da enorme complexidade, os solos vêm sendo cada vez mais estudados no espaço-tempo, tanto por uma abordagem relativa, quanto absoluta. Na primeira, discute-se o tempo do solo, ou tempo pedológico, como seu grau de desenvolvimento, considerando que solos mais velhos serão aqueles mais desenvolvidos pedogeneticamente, e o contrário para solos mais jovens. O que identifica os solos como mais ou menos desenvolvidos pode variar, incluindo desde o grau de intemperismo dos minerais, as assembleias minerais formadas, a composição geoquímica e sua diferenciação daquela do material de origem, até a diversificação de horizontes e pedofeições.

5.1.1 Datação de solos

A idade cronológica dos solos pode ser determinada através de métodos de datação absoluta, utilizando métodos aplicados em datações de rochas e sedimentos. Seus componentes orgânicos e minerais podem ser datados por diversas técnicas, sendo as principais os métodos radiométricos, de liberação de energia térmica e luminosa, radionuclídeos cosmogênicos e por bioindicadores (SCHAETZL e ANDERSON, 2005).

Pela relativa abundância de material orgânico nos solos, uma das técnicas mais empregadas é a do isótopo radioativo ^{14}C. Assim que produzido, o isótopo radioativo ^{14}C, bem como ^{12}C e ^{13}C, são incorporados a moléculas de CO_2 da atmosfera, integrando o ciclo biogeoquímico global do C. Uma das possíveis rotas seguidas é a absorção pelas plantas por meio da fotossíntese. Durante o ciclo de vida, as plantas mantêm constante a absorção de ^{14}C. No entanto, com a morte da planta, a concentração desse composto em seus tecidos diminui (decaimento) a taxas derivadas de sua meia-vida, que é em torno de 57 mil anos. Nesse sentido, o princípio da datação radiométrica do isótopo estável ^{14}C baseia-se na determinação da quantidade desse isótopo remanescente, o que indica o tempo decorrido desde a morte da planta.

Apenas as técnicas utilizadas pela Geocronologia que buscam a idade de materiais muito antigos, da ordem de milhões a bilhões de anos, como, por exemplo, as datações pelos pares de isótopos radioativos K-Ar, Rb-Sr, U-Th-Pb, Sa-Nd, Lu-Hf e Re-Os, não são usualmente aplicadas a solos. Embora os solos possuam componentes passíveis de serem datados de forma absoluta a partir de técnicas consagradas da Geocronologia, estabelecer uma idade precisa do solo é tarefa bastante controversa, e os resultados obtidos são de difícil interpretação. Isso se deve ao fato de o solo possuir uma série de compostos lábeis, com uma grande variedade de compostos orgânicos, argilominerais silicatados, oxi-hidróxidos de Fe e Al e precipitados, que atuam como sistemas abertos no sentido químico, trocando livremente elementos químicos e seus isótopos com o ambiente. Assim, por se tratar de um sistema aberto, os dados cronológicos provenientes de métodos radiométricos tradicionais, baseados no comportamento químico de elementos-pai e elementos-filho, devem ser interpretados de maneira cuidadosa (SOARES *et al.*, 2021).

Apesar de a escala do tempo geológico fornecer informações sobre idades das rochas ou sedimentos, a sua relação com a pedogênese, na maioria das vezes, não é direta, tendo em vista que a idade da rocha nem sempre corresponde ao início da sua exposição a ação dos processos de intemperismo. Além disso, o retrabalhamento de materiais clásticos ao longo do tempo geológico proporciona menor estabilidade das superfícies, sendo raras as paisagens que preservam as superfícies estáveis antigas (KÄMPF e CURI, 2012). No estado do Rio de Janeiro, como na maior parte do território brasileiro, muitos solos são formados a partir dos produtos de alteração de rochas, que foram modificados ao longo de diversos ciclos climáticos (ver Cap 1 e Cap 2), logo, com distintas condições ambientais influenciando a formação do solo ao longo do tempo.

5.1.2 Evolução pedogenética

Apesar de fornecer uma concepção de formação do solo muito útil, o modelo fatorial concebido por V. Dokuchaev e equacionado por Jenny (1941) tem algumas limitações: (1) não permite visualizar os processos ativos no sistema solo; (2) não considera o caráter poligenético dos solos, decorrente da inconstância de fatores; e (3) dada a impossibilidade natural de isolar-se o efeito de um fator e manter os demais constantes, o modelo inviabiliza uma solução matemática para a equação, a qual é, portanto, apenas uma expressão qualitativa ou semiquantitativa da formação do solo (KAMPF e CURI, 2012). A equação de formação do solo traz consigo a premissa de que é possível testar a ação de um fator de formação ao isolá-lo em relação aos demais fatores, em estudos de pedossequências (climo, bio, topo, lito e cronossequência). No entanto, essa perspectiva apresenta um problema relacionado à equação de formação dos solos – a equação pressupõe que todas as variáveis sejam independentes, quando, na verdade, a única variável independente é o tempo. O clima e a vegetação, principalmente, são passíveis de mudanças em função do tempo.

Segundo esse modelo, todos os solos começaram a ser formados a partir de um tempo-zero. A partir desse referencial, os materiais deram origem ao solo; tanto a rocha quanto produtos já intemperizados e remanejados, como as coberturas provenientes de retrabalhamentos, começaram a ser submetidos a uma série contínua de transformações, as quais foram mais intensas ou rápidas quanto mais agressivas foram as ações dos processos pedogenéticos atuantes. Outro importante aspecto relacionado ao fator tempo é a variação dos ciclos climáticos úmidos e secos, que, por sua vez, proporcionam mudanças na taxa de intemperismo e, consequentemente, na evolução dos solos.

De uma forma geral, a formação dos solos é ilustrada através da alteração progressiva da rocha *in situ* pelos agentes do intemperismo, sob a influência dos demais fatores e da ação dos processos pedogenéticos, com a diferenciação de horizontes e camadas (Figura 60) cujas características refletem esses fatores e processos. Esses solos são identificados como “autóctones”. Porém, muitos deles são formados a partir de materiais transportados de outras partes da paisagem, sedimentos, que podem ser sobrepostos aos materiais de alteração da rocha (saprolito), e estes são então identificados como “alóctones”.

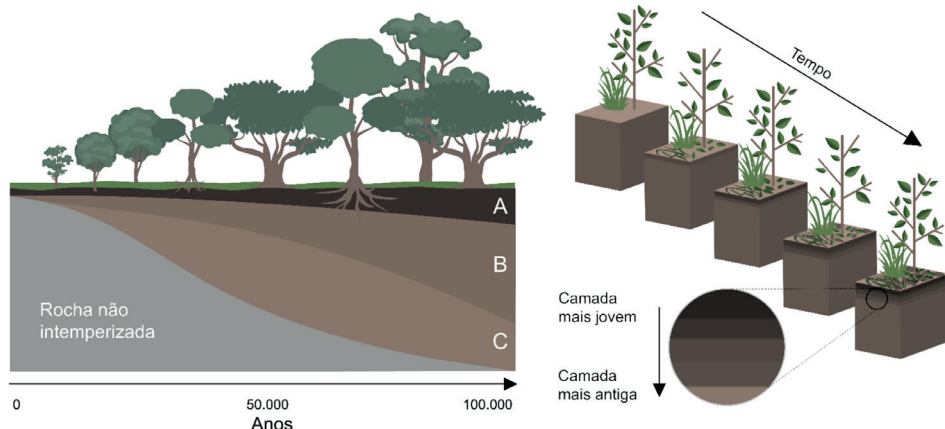



Figura 60. Diagrama de evolução pedogenética em solos autóctones formados a partir de alteração de rocha *in situ*.

Fonte: Eduardo Carvalho da Silva Neto.

Universalmente, a estimativa do grau de desenvolvimento genético de um solo é baseada na diferenciação de horizonte, sendo interpretado que, quanto maior o número e variação dos horizontes, mais desenvolvido é o solo (JENNY, 1941). Porém, essa afirmação nem sempre é verdadeira, pois solos formados em ambientes de clima tropical, como os Latossolos, apresentam um elevado grau de evolução pedogenética, expresso por suas características morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas, porém com uma pequena distinção entre horizontes. Nesses solos, embora haja várias subdivisões do horizonte diagnóstico subsuperficial, esses sub-horizontes são muito similares, portanto, há uma pequena diferenciação.

Outro aspecto a ser destacado é o papel dos solos como arquivos de mudanças paleoambientais. Registros de mudanças ambientais ao longo do tempo geológico podem ser observados com mais clareza em solos com acúmulo significativo de matéria orgânica, como os Organossolos ou solos com horizonte A húmico. Mudanças na cobertura vegetal resultam em mudanças no material aportado ao solo, fazendo com que este se comporte como um registro de eventos ambientais pretéritos. Portanto, os solos podem ser considerados arquivos naturais de condições ambientais do passado, fornecendo informações sobre temperatura, umidade ou precipitação, composição química da atmosfera, vegetação etc.

No estado do Rio de Janeiro, ambientes como os campos de altitude do Parque Nacional do Itatiaia são ideais para estudos paleoambientais e de datação da matéria orgânica. O clima frio e úmido favorece o acúmulo e preservação da matéria orgânica do solo depositada ao longo do tempo. Soares *et al*. (2016) estudaram Organossolos nesses ambientes, com datação da matéria orgânica de dois perfis de solo pelo método de ^{14}C. As análises isotópicas de $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ mostraram uma diferença na contribuição dos materiais

vegetais nesses solos e a datação ^{14}C indicou idades de 3280±80 anos A.P. (antes do presente) e 2005±5 anos A.P. Pereira *et al*. (2022) estudaram os registros paleoambientais em Latossolos com A húmico de ambientes altomontanos no estado do Rio de Janeiro. Os autores dataram a fração mais estável da matéria orgânica do solo e encontraram idades de ~2.300 anos A.P. Através de variações isotópicas e proxies ambientais (fitólitos), os autores identificaram modificações climáticas ocorridas durante o Holoceno tardio, com predominância de vegetação mista composta por plantas dos ciclos fotossintéticos C3 e C4.

5.1.3 Cronologia dos solos e materiais de origem no Rio de Janeiro

O Escudo Atlântico, que inclui a área do estado do Rio de Janeiro, expõe rochas cristalinas, profundas, que formam o embasamento das bacias sedimentares paleozoicas do continente e das bacias sedimentares mesocenozoicas da margem continental brasileira. A exumação de grande parte da crosta continental superior permitiu a exposição de rochas ígneas plutônicas e metamórficas de alto grau pré-cambrianas e paleozoicas no território fluminense. Essas rochas são cortadas por plútons e diques pós-paleozoicos e são cobertas, localmente, por sedimentos cenozoicos em fossas tectônicas e sedimentos quaternários continentais e litorâneos (HEILBRON *et al*., 2016) (ver Cap 1).

A sedimentação quaternária mais antiga no território fluminense, no Pleistoceno, foi sobreposta ou retrabalhada por sedimentos recentes. Sedimentos pleistocênicos continentais encontram-se preservados em terraços fluviais do Rio Paraíba do Sul e no topo das bacias de Resende e Volta Redonda. Parte dos depósitos de tálus situados nas escarpas das serras do Mar e Mantiqueira e de maciços litorâneos isolados pode ter se desenvolvido no Pleistoceno. Dentre esses depósitos, destacam-se os grandes corpos de tálus situados ao redor do Complexo Alcalino do Itatiaia. Cordões marinhos arenosos pleistocênicos são encontrados a sul da foz do Rio Paraíba do Sul, entre Barra do Furado e Macaé. Sedimentos continentais vêm sendo depositados no Holoceno após o último período glacial e estão relacionados às mudanças do nível do mar nessa época (ver Cap 2). A maior área de deposição holocênica se localiza nas baixadas Fluminense e Campista, cada uma com cerca de 1.600 km^2.

No estado do Rio de Janeiro, predominam duas formações extremas da coluna geológica - os terrenos Arqueozóicos e os Cenozóicos -, o que indica a possibilidade de ocorrência de solos com um elevado grau de desenvolvimento pedogenético e solos com um baixo grau de pedogênese, respectivamente, desde que milhões de anos separam essas formações.

De maneira geral, aos terrenos arqueanos estão associados os solos mais antigos, que foram submetidos a uma ação mais intensa dos processos pedogenéticos e por maior tempo, Latossolos Vermelho-Amarelos e Argissolos Vermelho-Amarelos, ocorrendo,

porém, Cambissolos, em função do relevo movimentado. Na paisagem dos Tabuleiros Costeiros (Terciário) predominam os Argissolos Amarelos e Latossolos Amarelos, formados a partir dos sedimentos do Grupo Barreiras (ver Cap. 2), que, na sua origem, já apresentam um elevado grau de intemperização. Já nas formações Cenozóicas Pleistocênicas e Holocênicas atuais ocorrem Neossolos Flúvicos, Gleissolos e Cambissolos Flúvicos.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

No estado do Rio de Janeiro, do litoral para o interior, em função da variação cronológica dos materiais de origem, os solos apresentam maior evolução pedogenética, sendo esta influenciada pelos demais fatores de formação, em especial o relevo.

Os estudos sobre o fator tempo na formação de solos são particularmente relevantes diante do cenário atual. Os solos são importantes registros de mudanças paleoclimáticas, relevantes para a compreensão das dinâmicas de alterações em propriedades edáficas e na vegetação, com impactos em sistemas como a biosfera e a atmosfera, incluindo a emissão de gases de efeito estufa e o aquecimento global.

REFERÊNCIAS

BARROS, H. da C.; DRUMOND, J. L.; CAMARGO, M. N.; LEMOS, P. de O. e C.; LEMOS, R. C. de; MENDES, W. **Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Rio de Janeiro e Distrito Federal**: (contribuição a Carta de Solos do Brasil). Rio de Janeiro: Serviço Nacional de Pesquisas Agronômicas, 1958, 350p.

BUOL, S. W.; SOUTHARD, R. J.; GRAHAM, R. C.; MC DANIEL, P. A. **Soil genesis and classification**. 6th ed. Chichester, Willey-Blackwell, 2011, p. 543.

HEILBRON, M. Compartimentação tectônica. In: HEILBRON, M.; EIRADO, L. G.; ALMEIDA, J. (Org.). **Geologia e recursos minerais do estado do Rio de Janeiro:** texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais. Belo Horizonte: CPRM, p. 19-20. 2016.

KAMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (Pedogênese). In: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. (Eds.). **Pedologia**: Fundamentos. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 207-302, 2012.

JENNY, H. **Factors of Soil Formation**. New York, McGraw-Hill. 1941, p. 191.

PEREIRA, M. G.; DA SILVA, R. C.; PINHEIRO JUNIOR, C. R.; DA SILVA NETO, E. C.; FONTANA, A.; SCHIAVO, J. A.; PACHECO, A. A. A multi-proxy study of Umbric Ferralsols genesis in a high-mountain environment in Rio de Janeiro state. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 48, n. 4, p. 721-734, 2022.

SCHAETZL, R.; ANDERSON, S. **Soils: genesis and geomorphology.** Cambridge; Cambridge University Press, 2005, p. 817.

SOARES, F. S.; FURQUIM, S. A. C.; PEREIRA, M. G.; SOUZA, C. D.; SILVA NETO, E. C.; CALEGARI, M. R.; COSTA, A. M. A pedologia e seus diálogos científicos: Aborbagens analíticas transversais para o estudo dos solos. **Tópicos em Ciência do Solo**, v. 11, p. 1-54, 2021.

SOARES, P. F. C.; ANJOS, L. H. C. D.; PEREIRA, M. G.; PESSENDA, L. C. R. Histosols in an upper montane environment in the Itatiaia Plateau. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 40, 2016.

SEÇÃO 2

PROCESSOS PEDOGENÉTICOS E CLASSES DE SOLOS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

CAPÍTULO 6

PROCESSOS PEDOGENÉTICOS MÚLTIPLOS

Marcos Gervasio Pereira
Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Professor Titular da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Eduardo Carvalho da Silva Neto
Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

6.1 INTRODUÇÃO

Após a exposição ou deposição do material de origem, os fatores de formação do solo atuam, progressivamente, na diferenciação de seções (horizontes) aproximadamente paralelas à superfície do terreno, através de processos pedogenéticos denominados de múltiplos ((SIMONSON, 1959; FANNING e FANNING, 1989; KÄMP e CURI, 2012).). Os processos pedogenéticos múltiplos podem ser classificados como: adições, perdas, translocações e transformações (Figura 61).

A seguir, serão conceituados os processos pedogenéticos múltiplos e ilustrados exemplos de sua ocorrência.

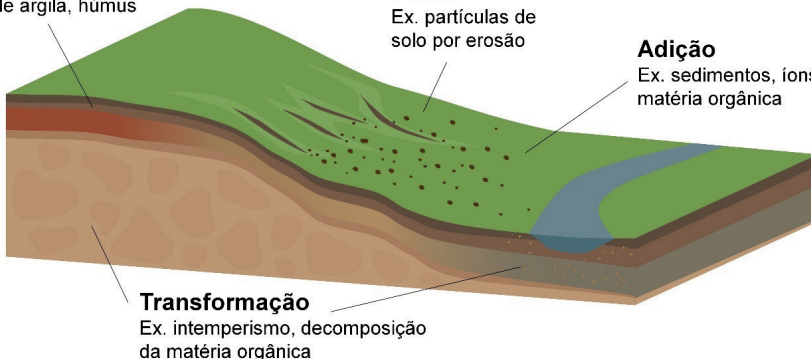



Figura 61. Exemplos de processos pedogenéticos múltiplos que atuam com maior expressão ao longo de uma encosta.
Fonte: Eduardo Carvalho da Silva Neto.

6.1.1. Adição

Entende-se por adição a entrada de material do meio externo ao perfil do solo. A adição pode ocorrer por superfície, lateralmente ou por subsuperfície, sendo o primeiro caso o mais comum. Como principais exemplos de adição por superfície, podem ser citados: a entrada de água através da chuva ou sistemas de irrigação, adição de matéria orgânica (serapilheira e resíduos vegetais de culturas) (Figura 62), nutrientes por ação antrópica (calagem e adubação), gases (CO_2, N_2, entre outros).

Os sedimentos removidos das partes mais altas da paisagem podem ser adicionados nas partes mais baixas, sendo este um outro exemplo de adição superficial. Quanto à adição por subsuperfície, destaca-se a introdução de sais (em forma iônica) no perfil do solo. Os íons que se encontram no lençol freático, em função da capilaridade e do gradiente de concentração, podem migrar e serem adicionados à solução do solo nos horizontes ou camadas subsuperficiais do perfil. Menos comum, porém por vezes observada, é a adição lateral de colóides de argila, que pode correr em maior expressão em áreas de relevo suave ondulado ou ondulado. O fluxo horizontal de água, principalmente quando o perfil apresenta diferenças de permeabilidade à água entre os horizontes, contribui para o transporte da argila dispersa e a sua introdução em outro solo situado em posição inferior da paisagem.

Figura 62. Adição de serapilheira e resíduos vegetais pela vegetação na superfície do solo.

Fotos: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

6.1.2. Perda

Define-se perda como a saída de material do perfil para o meio externo. De maneira similar ao descrito para a adição, as perdas podem ocorrer por superfície, lateralmente ou por subsuperfície. Como exemplos, podem ser citadas a perda de água, através da evaporação; de nutrientes, por absorção pelos vegetais; de N, através dos processos de volatilização e desnitrificação e de carbono na forma de CO_2 ou CH_4, devido aos processos de decomposição da matéria orgânica. Os processos erosivos, com transporte de sedimentos, de diferentes granulometrias, das partes mais altas para as mais baixas da paisagem, também são exemplos de perdas por superfície (Figura 63). Quanto às perdas por subsuperfície, destaca-se o processo de lixiviação, que contribui para a remoção de íons em solução para o lençol freático. Adicionalmente podem ocorrer perdas laterais de colóides argila, favorecendo o aumento absoluto desta em um outro perfil de solo, como citado antes para a adição lateral.

Figura 63. Perda de solo por processos erosivos em encostas.
Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

6.1.3. Translocação

A translocação pode ser definida como a mudança de posição de íons, colóides de argila ou moléculas orgânicas, incluindo os complexos organometálicos, dentro do perfil do solo, sem que haja a remoção desse constituinte para o meio externo. Um dos exemplos mais clássicos de translocação na pedogênese é o da fração argila. A argila dispersa pode ser translocada do horizonte superficial para o subsuperficial, onde é depositada na superfície dos agregados e, em função da expressão desse processo, observa-se o atributo morfológico denominado de cerosidade (Figura 64A). Quando o processo de translocação é mais intenso, pode ser formado um horizonte de eluviação (E) sobrejacente ao horizonte

para o qual foi iluviada a argila (Bt). O horizonte E também é observado na maioria dos solos da classe dos Espodossolos (SANTOS *et al.*, 2018), porém nessa ordem verifica-se a translocação de material orgânico iluvial e compostos de alumínio e ferro (complexos organometálicos), que podem levar à formação do horizonte B espódico (Bhs, Bs ou Bh) (Figura 64B). Em perfis ou horizontes que são influenciados pela oscilação do lençol freático, a redução e/ou oxidação do ferro e manganês favorece a translocação desses íons no perfil de solo, em geral dentro de um mesmo horizonte ou camada, e o processo é identificado pela presença de mosqueados ou cores variegadas (SANTOS *et al.*, 2015). Em perfis localizados em climas mais secos, pode haver a translocação de sais (íons) dos horizontes subsuperficiais para os superficiais, formando, em alguns casos, crostas salinas recobrindo o perfil.

Figura 64. (A) Translocação de argila evidenciada em torrão de solo com deposição de argila em sua superfície e (B) Translocação de compostos orgânicos em horizonte de B espódico, evidenciada pelo acúmulo de material orgânico em subsuperfície.

Fotos: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

6.1.4. Transformação

Quanto às transformações, essas podem ser de ordem química ou física, sob a influência do componente biológico do solo. A adição de matéria orgânica nos horizontes superficiais e sua decomposição (Figura 65) podem promover modificações em uma série de atributos, com destaque para: aumento da capacidade de troca catiônica e da retenção de água e o escurecimento desses horizontes (Figura 66A), além de sua influência na biodiversidade do solo. Adicionalmente, a decomposição da matéria orgânica leva à produção dos ácidos orgânicos, que atuam, entre outras interações, na união das partículas e formação de agregados (Figura 66B), favorecendo o aumento da porosidade do solo. Em

áreas cultivadas, as práticas de adubação e calagem, quando usadas de forma adequada, contribuem para mudanças na composição do complexo sortivo do solo, diminuindo os teores de elementos tóxicos (Alumínio) e aumentando os dos nutrientes, em especial, na camada arável do solo. Por outro lado, em áreas em que ocorre descarte de resíduos pode haver a introdução de substâncias tóxicas e, dessa forma, a contaminação do solo.

O processo de intemperização de rochas (Figura 67A), com a alteração de minerais primários (Figura 67B) e formação de minerais secundários, é outro exemplo de transformação. Esse processo é iniciado antes da própria pedogênese, com a alteração das rochas tão logo são expostas aos agentes do intemperismo, e pode ocorrer de forma mais rápida ou mais lenta, em função da natureza do material de origem, além das condições climáticas e topográficas. No perfil do solo, os mosqueados ou cores variegadas presentes em horizontes subsuperficiais de Gleissolos (SANTOS *et al*., 2018) são exemplos da transformação de formas do ferro, também do manganês, em função dos processos de redução e oxidação (Figura 67C). Em ambientes de clima mais seco, os sais que são adicionados ao perfil do solo podem ser translocados e precipitar na superfície do terreno, levando à formação de eflorescências salinas.

Figura 65. Diferentes estágios de decomposição de serrapilheira.
Foto: Dione Richer Momolli (Acervo Pessoal).

Figura 66. (A) Transformação (decomposição) da matéria orgânica no horizonte superficial; (B) Agregados formados pela atividade biológica.

Fotos: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Figura 67. (A) Esfoliação esferoidal; (B) Minerais primários em processo de intemperização; (C) Mosqueado presente na amostra de horizonte diagnóstico glei (Cg).

Fotos: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A pedogênese é um processo dinâmico, e o solo, um sistema aberto. Portanto, mais de um processo pedogenético múltiplo pode ser observado nos perfis de solo, e podem variar com o tempo e em função dos fatores de formação. Quando um processo ocorre de forma mais intensa, contribuindo de maneira expressiva para a diferenciação dos horizontes, este será relevante na identificação das classes de solo. Como exemplo, a transformação dos óxidos de ferro e sua translocação, que resultam na formação do horizonte diagnóstico glei, que caracteriza, entre outras classes, os Gleissolos.

Alguns processos múltiplos ocorrem na própria alteração do material de origem ou sua deposição, como o intemperismo das rochas e a adição de sedimentos fluviais. O fator organismos do solo influencia em todos os processos múltiplos, seja diretamente, como fonte, na adição de nutrientes e componentes orgânicos, ou na perda de nutrientes para a atmosfera em processos como a desnitrificação, na transformação dos resíduos vegetais e no processo de redução do ferro e, ainda, favorecendo a translocação através de poros criados pelos organismos do solo e as raízes das plantas. As atividades antrópicas podem levar a mudanças nos fatores de formação do solo, como o relevo, nas condições naturais como a cobertura vegetal e drenagem e/ou irrigação ou, ainda, pelas práticas agrícolas, alterando a intensidade dos processos múltiplos, em especial, para os horizontes superficiais do solo.

REFERÊNCIAS

FANNING, D. S.; FANNING, M. C. B. **Soil morphology, genesis, classification**. New York, John Wiley & Sons, 1989. 395p.

KÄMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (Pedogênese). In: KER, J. C.; SHAEFER, C. E. G. R; VIDAL-TORRADO, P. (Org.). **Pedologia**: fundamentos. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 207-302, 2012.

SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A.; ARAÚJO FILHO, J. C.; OLIVEIRA, J. B.; CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5ª ed. Brasília-DF: Embrapa, 2018b. 356 p.

SANTOS, R. D.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C.; SHIMIZU, S. H. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 7ª. ed. Viçosa, MG: SBCS, 2015. 100 p.

SIMONSON, R. W. Outline of a generalized theory of soil genesis. **Soil Science Society of America Journal**, v. 23, n. 2, p. 152-156, 1959.

CLASSES DE SOLOS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Marcos Gervasio Pereira
Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Professor Titular da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Lúcia Helena Cunha dos Anjos
Engenheira Agrônoma, Ph. D em Agronomy - Soil Science, Professora Titular da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Carlos Roberto Pinheiro Junior
Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Eduardo Carvalho da Silva Neto
Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Ademir Fontana
Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Pesquisador – Embrapa Solos, Rio de Janeiro

7.1 INTRODUÇÃO

O estado do Rio de Janeiro, como já apresentado (ver Seção 1), possui grande variação na sua geologia, geomorfologia e no relevo, bem como o fator tempo das diversas formações. Embora predomine o Bioma de Floresta Atlântica, a vegetação natural mostra grande diversidade de ecossistemas. Como consequência, o estado possui expressiva pedodiversidade.

Neste capítulo, serão apresentadas as classes de solos no estado do Rio de Janeiro em nível de Ordem e Subordem, segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SiBCS (SANTOS *et al.*, 2018), os processos pedogenéticos específicos (KÄMPF e CURI, 2012) e os atributos diagnósticos que as identificam. Em parte do texto, conceitos e definições completas e extraídas do SiBCS são aqui reproduzidos e serão identificados pela respectiva citação bibliográfica (SANTOS *et al.*, 2018), que deve ser consultada para maior detalhe.

As principais limitações ou potencialidades das classes de solo são apresentadas de forma generalizada. Para interpretações quanto à aptidão das terras para lavouras ou para outros fins, são necessárias avaliações em maior detalhe, na escala local e para os tipos de uso ou objetivo do estudo.

7.2 ARGISSOLOS

Os solos da Ordem Argissolos, cujo nome é derivado do latim *argilla* (SANTOS *et al.*, 2018), possuem grande expressão geográfica no estado do Rio de Janeiro. São solos que apresentam um horizonte diagnóstico subsuperficial denominado B textural, caracterizado pelo acúmulo de argila, o qual é representado pela designação (sufixo) t (Bt). Esse horizonte diagnóstico é definido quanto à acumulação de argila, por um ou mais dos seguintes atributos: a) aumento considerável do teor de argila em pequena distância, que caracterize mudança textural abrupta; b) pela ocorrência de um horizonte de eluviação de argila (E) antecedente ao horizonte B textural; c) por apresentar gradiente textural (relação B/A) dentro de determinados critérios (SANTOS *et al.*, 2018). Na primeira condição supracitada (a), não devem ser observadas no perfil de solo cores que indiquem permeabilidade lenta da água, as quais definiriam outra classe de solo, a ser vista mais adiante. Na terceira condição (c), evidências do processo múltiplo de translocação de argila podem ser identificadas pelo atributo morfológico denominado de *cerosidade*, "*revestimento com aspecto lustroso e brilho graxo, similar a cera derretida, recobrindo as unidades estruturais ou partículas primárias*" (Figura 68), que deve se expressar dentro de determinados graus e quantidade no B textural (SANTOS *et al.*, 2018).

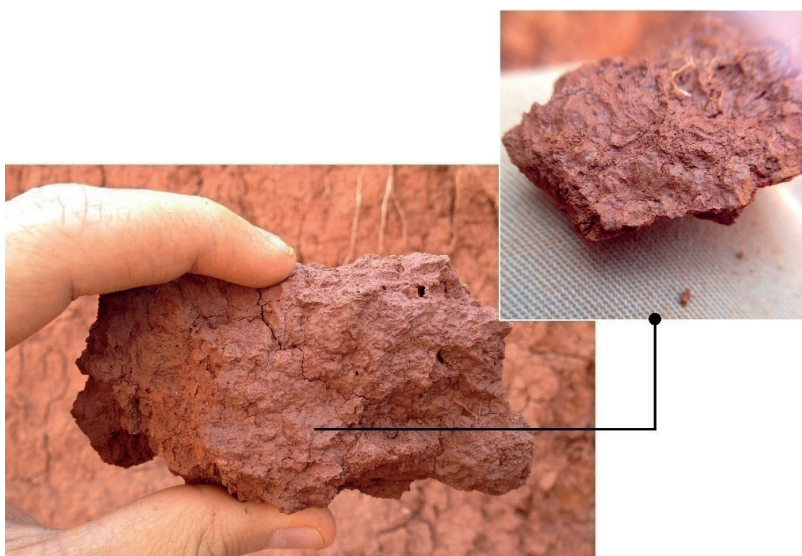



Figura 68. Cerosidade (revestimentos de argila com aspecto lustroso) na superfície do agregado.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Adicionalmente, os Argissolos devem apresentar baixa atividade da fração argila, identificada por valores de capacidade de troca catiônica menores ou iguais a 27 $cmol_c\ kg^{-1}$ argila ou valores superiores a este, desde que conjugados com saturação por bases baixas ou, ainda, o caráter alumínico na maior parte do horizonte B textural (SANTOS *et al.*, 2018).

Para a formação do horizonte B textural, dois processos pedogenéticos específicos podem atuar: eluviação e iluviação e/ou elutriação (KÄMPF e CURI, 2012). No primeiro processo, o de eluviação e iluviação, as partículas de argila encontram-se na forma dispersa, ou assim se tornam em função de causas mecânicas ou químicas, nos horizontes superficiais. Na primeira condição, causas mecânicas, tais como o impacto direto das gotas de chuva nas superfícies dos agregados ou torrões de solo, podem favorecer a sua ruptura e, com isso, levar ao desprendimento das partículas unitárias. Sob o ponto de vista químico, a dispersão das argilas pode ser promovida por cátions dispersantes, em especial o ion Na^+, ou pela presença de ácidos orgânicos formados a partir da transformação da matéria orgânica adicionada no horizonte superficial. Quando dispersas, as partículas de argila podem ser mais facilmente mobilizadas e transportadas em suspensão através dos poros de maior dimensão e, posteriormente, depositadas nos horizontes subsequentes no perfil, no processo múltiplo de translocação. Dentre as causas para a deposição das partículas de argila em subsuperfície, destacam-se: a) entupimento e/ou redução do tamanho dos poros; b) floculação das partículas de argila, diante de condições químicas distintas das observadas na superfície do solo; e c) cessamento da frente de molhamento, assim interrompendo o fluxo de água e o transporte das partículas de argila. No processo específico de eluviação e iluviação, a deposição das argilas nos poros e na superfície dos agregados é evidenciada pelo atributo morfológico cerosidade, definido anteriormente. A deposição de argila também pode ser observada através do exame da micromorfologia do solo, sendo essa feição denominada de preenchimento e/ou revestimento (*cutans*) de argila (Figura 69). Esse processo leva ao aumento absoluto do conteúdo de argila do horizonte B.

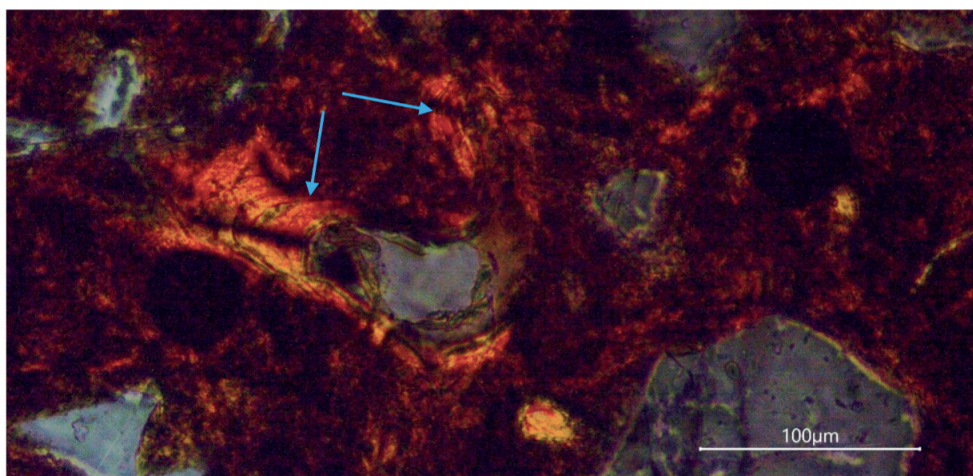



Figura 69. Microfotografia de seção delgada de horizonte B textural, evidenciando revestimento de argila (seta azul) nos poros em Argissolo Vermelho-Amarelo do município de Italva – RJ.
Foto: Carlos Roberto Pinheiro Junior.

No segundo processo pedogenético específico, elutriação, após a dispersão das argilas, estas podem ser transportadas horizontalmente em superfície, através da erosão seletiva das partículas mais finas (processo múltiplo de perda), especialmente em paisagens de maiores declividades. O processo de elutriação conduz, progressivamente, ao aumento relativo do teor de argila no horizonte B textural em comparação ao horizonte A (VAN BREEMEN e BUURMAN, 2002), em que a diferença no teor de argila do horizonte B textural é decorrente da perda de argila nos horizontes superficiais.

Adicionalmente, as partículas de argila dispersas podem ser também translocadas para os horizontes subsuperficiais e, nesse caso, tem-se a atuação conjunta dos dois processos pedogenéticos específicos na formação do horizonte B textural, eluviação / iluviação e elutriação. Atuantes nesses dois processos pedogenéticos específicos destaca-se a influência do fator clima, fornecendo a precipitação pluviométrica, agente de transporte das partículas em suspensão, e o fator relevo, em especial a declividade, favorecendo o transporte superficial (erosão) das partículas dispersas.

Quanto à classificação dos Argissolos em 2º nível categórico (subordem) no SiBCS (SANTOS *et al.*, 2018), a cor é utilizada como atributo diferencial para representar condições pedogenéticas, subdividindo as classes em: Argissolos Bruno-Acinzentados, Argissolos Acinzentados, Argissolos Amarelos, Argissolos Vermelhos e Argissolos Vermelho-Amarelos.

Os Argissolos Bruno-Acinzentados, por ocorrerem em condições específicas de clima temperado, não foram observados no estado do Rio de Janeiro, logo, não serão abordados nesse texto. Para sua identificação, deve ser consultado o SiBCS (SANTOS *et al.*, 2018).

7.2.1. Argissolos Acinzentados - PAC

Compreendem solos com cores acinzentadas (com matiz 7,5YR ou mais amarelo, valor maior ou igual a 5 e cromas menores que 4) na maior parte do horizonte dos primeiros 100 do horizonte B (Figura 70) (SANTOS *et al.*, 2018).

Esses solos são formados, de maneira geral, a partir de sedimentos do intemperismo de rochas de caráter ácido, tais como granitos e/ou gnaisses. Em função desse material ter sido previamente intemperizado, parte do ferro contido na estrutura cristalina dos minerais primários foi perdida por lixiviação. São observados em posição de terço inferior de encosta, apresentando drenagem imperfeita e, em menor proporção, drenagem moderada (Figura 71). Tais condições contribuem para que, nos períodos de maior precipitação pluviométrica, ocorra a elevação do lençol freático, e, com isso, parte do ferro presente na forma de óxidos passa para a sua forma reduzida e solúvel, podendo ser removido para o lençol freático, o que contribui para uma maior expressão das cores acinzentadas, decorrentes da presença de caulinita e quartzo, nas frações argila e areia, respectivamente.

Os Argissolos Acinzentados são observados em várias regiões no estado do Rio de Janeiro, porém, apresentam pequena expressão geográfica em relação a outros Argissolos,

estando associados em unidades de mapeamento e na paisagem a outras classes, tais como os Planossolos, Gleissolos e alguns Argissolos Amarelos e Cambissolos em planícies fluviais.

A principal limitação ao uso desses solos está na restrição ao desenvolvimento das raízes pelas condições de aeração limitada, em especial no período chuvoso, o que afeta principalmente lavouras perenes, como a maior parte das espécies frutíferas, e espécies florestais. Entretanto, pelo relevo, em geral plano ou suave-ondulado, apresentam potencial regular para olericultura, lavouras anuais de ciclo curto e pastagens, em função de sua fertilidade e da capacidade de investimento ou nível tecnológico do agricultor para a melhoria das limitações ao uso agrícola.

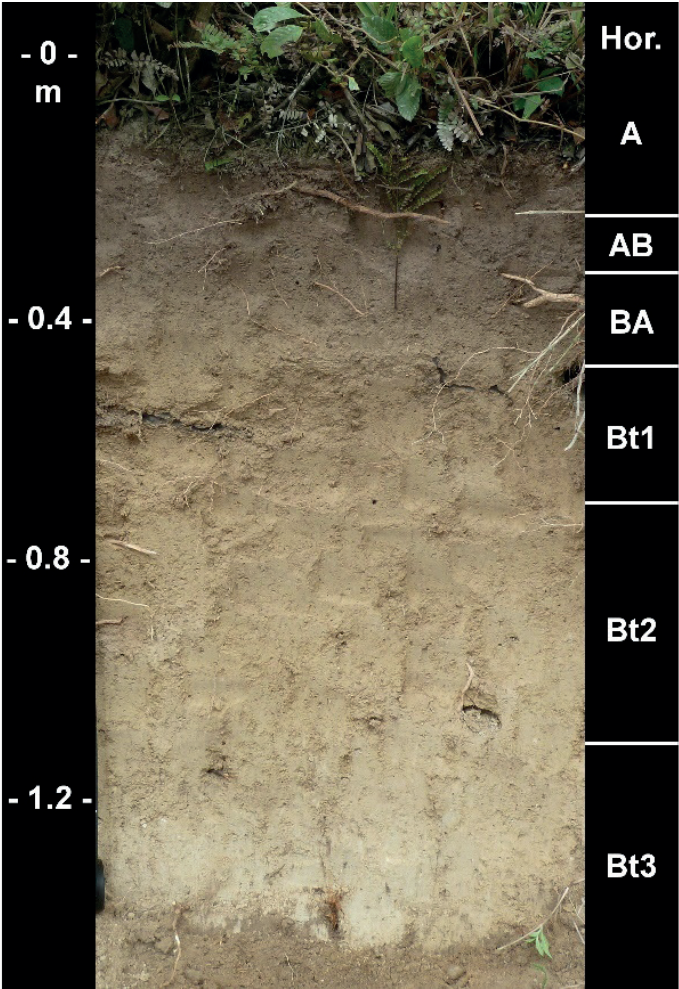



Figura 70. Perfil de Argissolo Acinzentado no município de Guapimirim – RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Figura 71. Área de ocorrência de Argissolo Acinzentado no município de Guapimirim – RJ. Foto: Andressa Rosa de Menezes. (Acervo Pessoal).

7.2.2. Argissolos Amarelos - PA

Compreendem solos com cores amarelas (matiz 7,5YR ou mais amarelo) na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (SANTOS *et al*., 2018) (Figura 72). De maneira geral, são formados por sedimentos cauliníticos do Grupo ou Formação Barreiras associados ao ambiente de Tabuleiros Costeiros (ANJOS, 1985). A maior expressão geográfica dessa paisagem, de relevo em geral suave-ondulado, com rampas longas e topos aplainados, é verificada na região Norte Fluminense, desde o limite do estado do Rio de Janeiro com o Espírito Santo, nos municípios de São Francisco de Itabapoana e Campos dos Goytacazes (Figura 73), até Macaé. Ocorrem em outras regiões no estado do Rio de Janeiro, na paisagem de Mar de Morros, associados aos Argissolos Vermelho-Amarelos, e na bacia sedimentar de Resende, na porção central do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (ver Cap 2, 2.2.3).

As principais lavouras na Região Norte Fluminense são a cana-de-açúcar, uso tradicional nos municípios de Campos dos Goytacazes, Quissamã e Macaé, porém a região hoje é produtora de várias frutíferas, como o abacaxi, maracujá e coco, além de lavouras anuais, na agricultura familiar, e pastagens. Porém, mais recentemente, vários estudos apontam o potencial para cultivo de grãos, entre eles a soja e o milho. De maneira geral, são solos que apresentam uma baixa fertilidade natural, em função da natureza do material de origem, e, na Região Norte Fluminense, ocorrem períodos de seca mais prolongados (ver Cap. 3). Dessa forma, o manejo das terras deve associar as práticas de calagem

e adubação ao aumento do conteúdo de matéria orgânica, favorecendo a retenção de água no solo e a diminuição de perdas dos nutrientes por lixiviação. Podem apresentar o caráter coeso nos horizontes subsuperficiais, devido ao efeito do empacotamento da caulinita (GIAROLA *et al*., 2009), o que limita o desenvolvimento do sistema radicular de espécies perenes nos períodos de estiagem, sendo, portanto, uma característica limitante. Nas áreas de longo tempo de cultivo com a lavoura de cana-de-açúcar ou de pastagens sem manejo adequado, pode ser somada ao caráter coeso a compactação do horizonte superficial. Nesses solos, embora a topografia mostre pequena declividade, os riscos de erosão hídrica são aumentados.

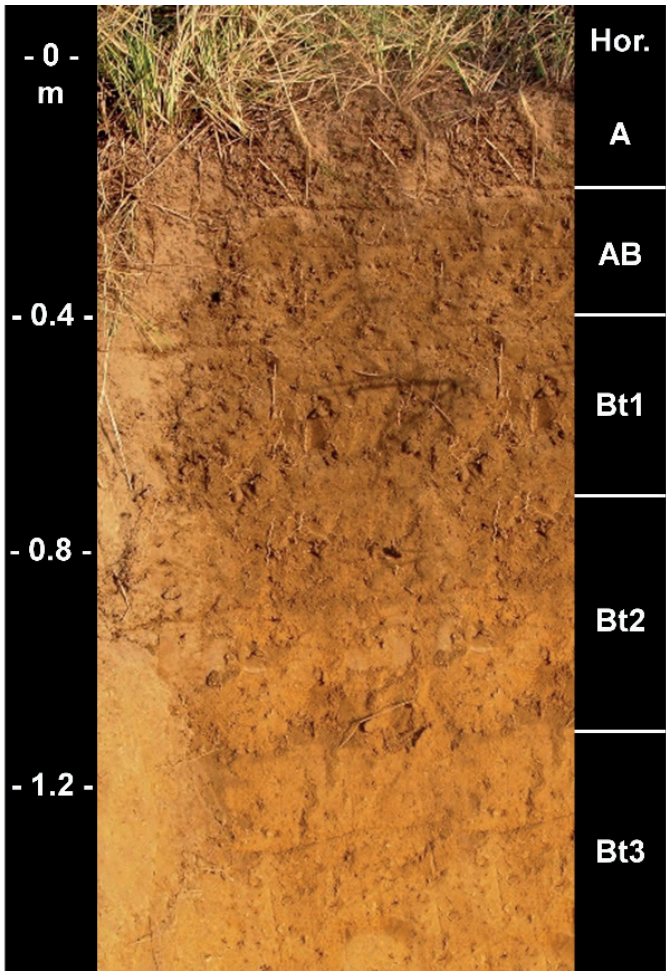



Figura 72. Perfil de Argissolo Amarelo no município de Guapimirim – RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

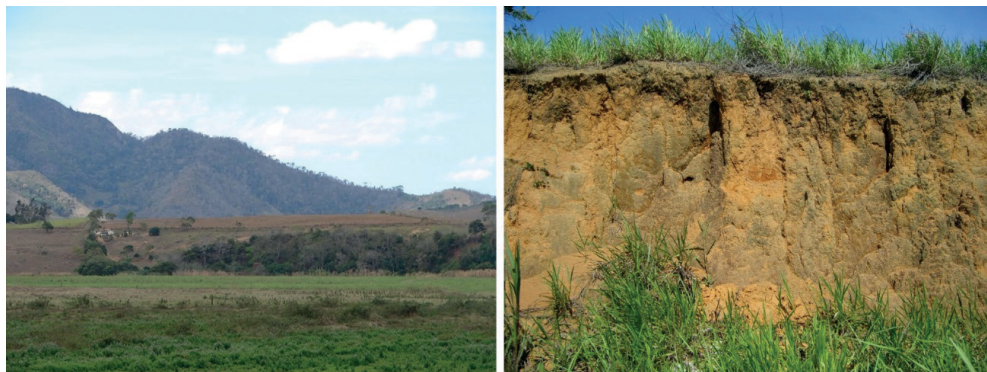



Figura 73. Paisagem de Argissolo Amarelo, Campos dos Goytacazes, Rio de Janeiro.
Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

7.2.3. Argissolos Vermelhos - PV

Caracterizam-se pela coloração vermelha (matiz 2,5YR ou mais vermelho) nos primeiros 100 cm do horizonte B (SANTOS *et al*., 2018) (Figura 74). São formados a partir de rochas de caráter básico ou intermediário (basaltos e diabásios), de rochas ricas em minerais primários com Fe e Mg (anfibolitos, migmatitos etc.) ou, ainda, a partir dos sedimentos derivados do intemperismo dessas rochas e transportados para outras partes da paisagem.

Predominam em áreas de relevo forte-ondulado, nas bordas das superfícies mais altas, portanto, com grau acentuado de suscetibilidade à erosão, a principal limitação ao uso desses solos, além de impedimentos à mecanização. No estado do Rio de Janeiro, ocorrem tanto solos eutróficos ($V \geq 50\%$) quanto distróficos ($V < 50\%$). Ainda, quanto às limitações de ordem química, em função dos maiores teores de Fe_2O_3, pode haver redução da disponibilidade de P quando comparada às outras subordens dos Argissolos.

Como principal uso desses solos tem-se as pastagens, podendo ser também ser observados os cultivos de hortaliças e algumas frutíferas, em áreas de agricultura familiar em locais com menor declive, na região serrana. Embora ocorra em várias feições e materiais de origem no estado do Rio de Janeiro, a maior expressão dessa subordem dos Argissolos é verificada no Noroeste Fluminense e sob vegetação de floresta tropical subcaducifólia e caducifólia.

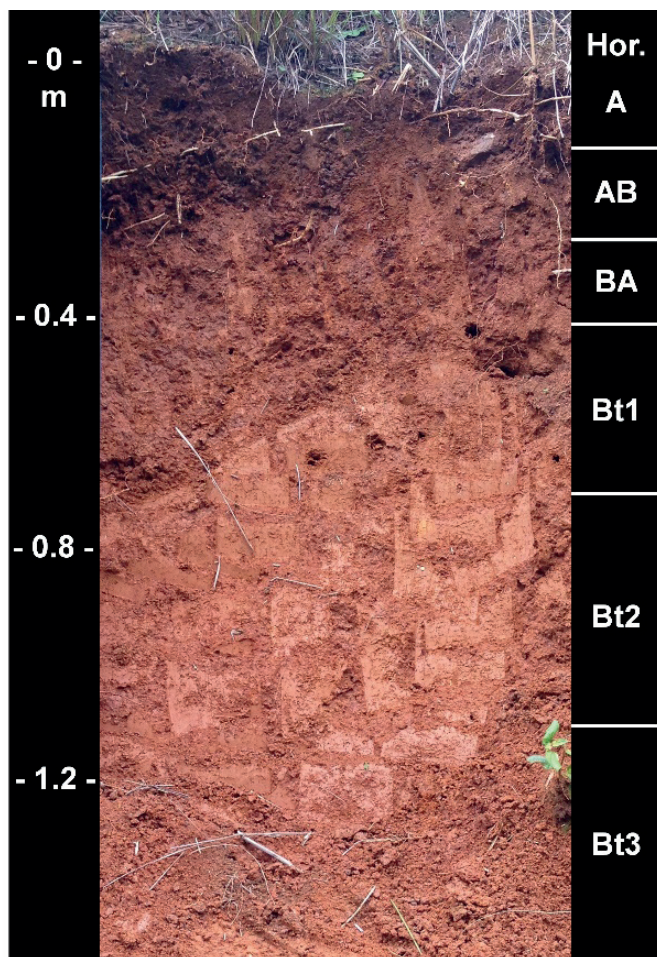



Figura 74. Perfil de Argissolo Vermelho no município de Piraí – RJ.
Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

7.2.4. Argissolos Vermelho-Amarelos - PVA

São solos que apresentam cores vermelho-amareladas e amarelo-avermelhadas na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (SANTOS *et al*., 2018) (Figura 75). São formados, principalmente, a partir de rochas de caráter ácido, tais como granitos e gnaisses, ou sedimentos produzidos a partir do intemperismo destas. Dentro dessa classe, podem ser verificados solos eutróficos, distróficos, com altos teores de Al ou com caráter alumínico.

Os Argissolos Vermelho-Amarelos ocorrem em todas as regiões do Estado do Rio de Janeiro, predominando em condições de relevo ondulado a forte ondulado, no ambiente de Mar de Morros (Figura 76), sob cobertura original de floresta da Mata Atlântica. Esses solos foram intensamente utilizados nos ciclos de café e cana-de-açúcar na região do Médio Vale do Paraíba, estando hoje principalmente com cobertura de pastagens de braquiária em

algum grau de degradação. É frequente a ocorrência de voçorocas profundas nesses solos, em especial em áreas de nascentes e cabeceiras de drenagem onde a floresta original foi removida (MACHADO, 2007).

A maior limitação ao uso agrícola desses solos é o risco de erosão, mesmo para culturas perenes, sendo essencial a adoção de técnicas conservacionistas (EDUARDO *et al*., 2013). O impedimento à mecanização, pelo elevado declive, e a baixa fertilidade natural nos solos distróficos ou com caráter alumínico, tornam esses solos, em geral, de aptidão restrita para lavouras anuais. Podem ser usados para a silvicultura e sistemas agroflorestais. Porém, na maior parte das áreas de ocorrência, exigem recuperação, em função do grau de degradação desses solos, e o uso de práticas conservacionistas é condição crucial para a sustentabilidade agrícola.

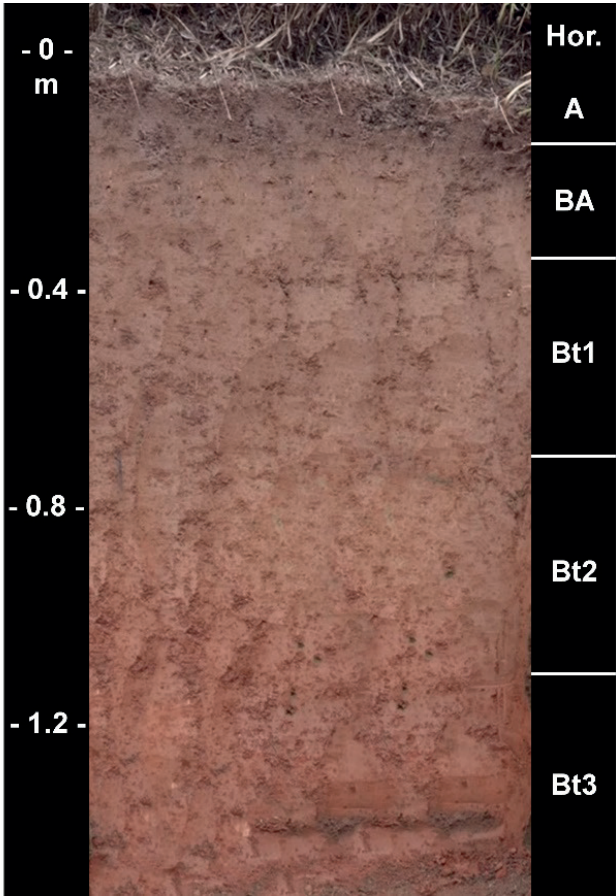



Figura 75. Perfil de Argissolo Vermelho-Amarelo no município de Seropédica – RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Figura 76. Área de ocorrência de Argissolo Vermelho-Amarelo, Piraí (RJ).

Foto: Juliana Rezende (Acervo Pessoal).

A seguir, serão apresentadas, em caráter ilustrativo, a granulometria e algumas características químicas de horizontes superficiais e subsuperficiais de perfis de solos da Ordem dos Argissolos, no estado do Rio de Janeiro (Tabela 2).

Tabela 2. Características físicas e químicas dos horizontes superficiais e subsuperficiais dos Argissolos.

Classe de Solo	Hori-zonte	Frações granulométricas			GF	C.org	SB	Valor T	pH
		Areia	Silte	Argila					
		g kg^{-1}			%		$cmol_c$ kg^{-1} solo		H_2O
Argissolo Amarelo[1]	A	840	70	90	11	5,1	1,9	2,9	5,7
	Bt2	470	60	470	26	2,5	0,8	3,8	4,5
Argissolo Vermelho[2]	A	570	100	330	21	9,1	3,8	5,4	5,3
	Bt2	200	70	730	100	3,0	2,7	4,3	5,2
Argissolo Vermelho-Amarelo[3]	Ap	580	120	300	23	19,0	4,1	8,1	5,8
	Bt2	330	140	530	98	4,8	3,2	5,1	6,2

[1](Embrapa, 1979); [2](Carvalho Filho et al., 2003);[3](Silva, 1993). GF = Grau de floculação; C.org = Carbono orgânico; SB = Soma de Bases.

7.3 CAMBISSOLOS

Os Cambissolos, do latim "*cambiare* – mudar, evoluir", são solos que apresentam pequena expressão dos processos pedogenéticos específicos, sendo considerados como de menor grau de desenvolvimento. Caracterizam-se pela presença de horizonte diagnóstico subsuperficial B incipiente com atributos que refletem baixo grau de pedogênese (SANTOS *et al*., 2018), tais como a presença de minerais primários facilmente intemperizáveis e fragmentos de rocha ou outra indicação de grande influência do material de origem. Como exemplo, minerais feldspatos potássicos, plagioclásio cálcio-sódicos e micas, observados por Santos (2009) em estudo micromorfológico de Cambissolo no município de Pinheiral, RJ (Figura 77).

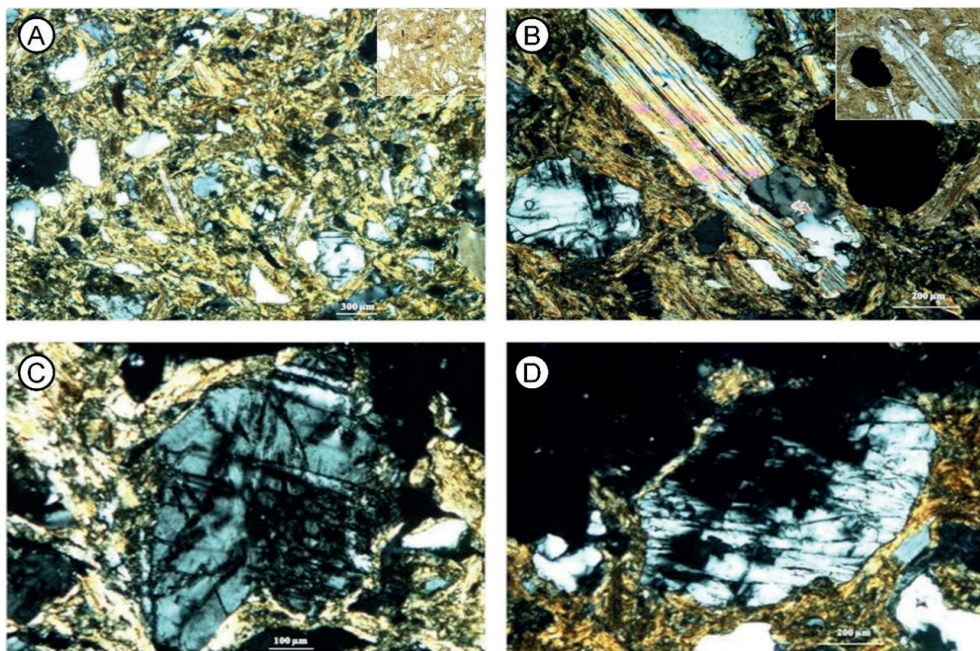



Figura 77. Fotomicrografias (XPL) do horizonte Bi1 de Cambissolo Háplico, em Pinheiral – Rio de Janeiro, com detalhes sob luz PPL; A) fundo matricial recoberto por mica, principalmente, muscovita, com trama porfírica fechada; B) aumento do fundo matricial, com mica e feldspatos potássicos aprisionados no plasma; C) plagioclásio cálcio-sódico com áreas de alteração; e D) plagioclásio com estádio avançado de alteração.

Os Cambissolos apresentam grande variação de propriedades morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas, em função dos fatores de formação material de origem, relevo e clima. Contudo, os horizontes subsuperficiais se diferenciam do material de origem, pelo desenvolvimento de cores mais cromadas (maior croma na carta de cores de Munsell), presença de estrutura com maior grau de agregação e pela mineralogia. Em alguns perfis, pode ser observado ligeiro incremento no conteúdo de argila em relação ao horizonte superficial, sem caracterizar um gradiente textural.

Quanto à sua classificação em 2º nível categórico (subordem), o tipo de horizonte superficial e a natureza do material de origem são as características usadas como diferenciais, subdividindo-os em Cambissolos Hísticos, Cambissolos Húmicos, Cambissolos Flúvicos e Cambissolos Háplicos (SANTOS *et al.*, 2018).

7.3.1. Cambissolos Hísticos - CI

São caracterizados pela presença do horizonte diagnóstico superficial O hístico, entretanto, sem atender aos critérios de espessura para Organossolos (SANTOS *et al.*, 2023). Ou seja, o horizonte orgânico possui espessura inferior a 40 cm ou inferior a 60 cm quando o material orgânico possui baixo grau de decomposição (Figura 78).

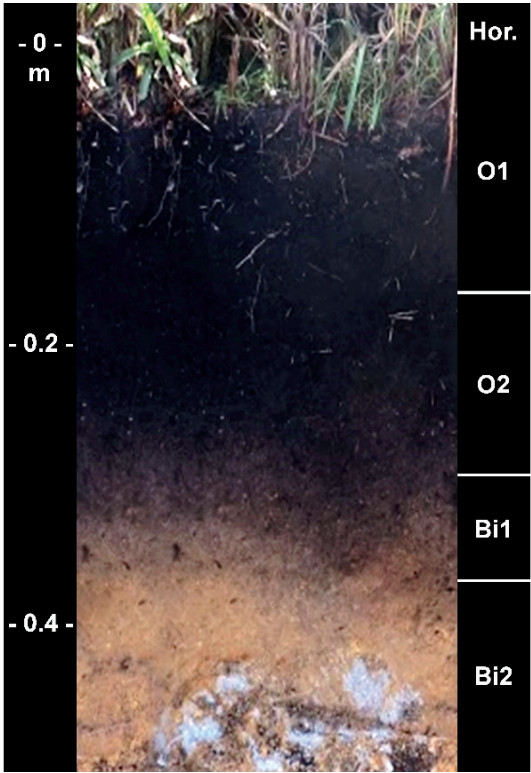



Figura 78. Perfil de Cambissolo Hístico no município de Itatiaia – RJ.
Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

No estado do Rio de Janeiro, ocorrem predominantemente nas regiões altomontanas, em condições de relevo forte-ondulado a montanhoso, em que as baixas temperaturas reduzem a atividade dos organismos e o processo de mineralização da matéria orgânica, favorecendo, assim, o seu acúmulo e o desenvolvimento desses solos. São encontrados na parte alta do Parque Nacional do Itatiaia (PNI) e na região serrana do estado do Rio de Janeiro, e podem estar associados, nas escarpas, aos Neossolos Litólicos e afloramentos de

rocha, e no PNI, em encostas de vales estreitos, aos Organossolos. Nessas condições, as principais limitações agrícolas estariam relacionadas aos riscos de erosão e impedimentos à mecanização decorrentes da topografia e da presença de pedregosidade e rochosidade. Porém, sua maior importância se dá pelos serviços ecossistêmicos, como os estoques de carbono orgânico no solo e a preservação de nascentes de mananciais hídricos para o estado do Rio de Janeiro e outros estados nas regiões Sudeste e Sul do Brasil, sendo solos de elevada fragilidade ambiental (COSTA, 2019). Adicionalmente, em muitos casos, estão em áreas de ocorrência de espécies de fauna e/ou flora endêmicas, além das cotas elevadas, o que faz com que sejam áreas de preservação ambiental permanente (APPs).

7.3.2. Cambissolos Húmicos - CH

São caracterizados por apresentarem horizonte diagnóstico superficial A húmico (Figura 79), podendo ocorrer no mesmo ambiente que se observam os Cambissolos Hísticos, diferindo destes basicamente pelo menor teor de carbono orgânico. Devido à similaridade de paisagem para a classe anterior, as limitações de uso também estão diretamente relacionadas às condições topográficas e, quando em relevo com maior declive, são também recomendados para APPs.

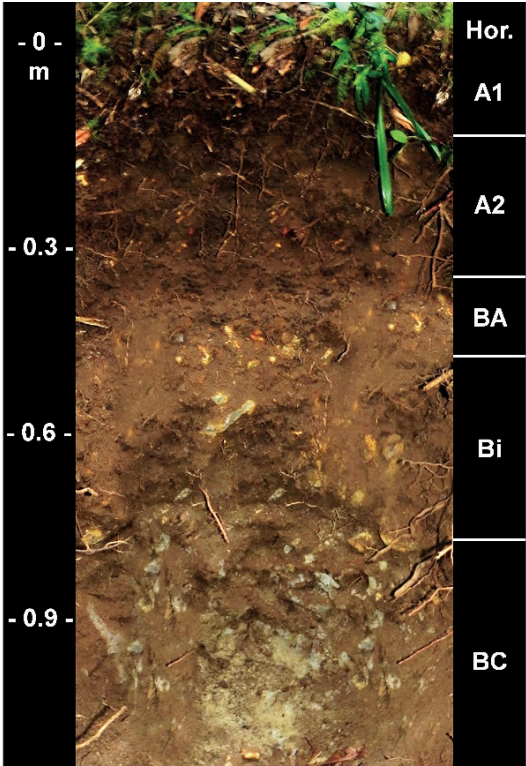



Figura 79. Perfil de Cambissolo Húmico no município de Itatiaia – RJ.
Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Os Cambissolos Húmicos podem ser também encontrados em várzeas e baixadas inundáveis, em que o lençol freático mais elevado, em algum período do ano, limita a decomposição da matéria orgânica, favorecendo, consequentemente, a sua acumulação nos horizontes superficiais do solo. Nessa condição de relevo, podem estar associados aos Gleissolos Melânicos e Organossolos. Devido à sua drenagem imperfeita, podem apresentar, no período mais chuvoso, impedimentos por deficiência de oxigênio, que limitam a sua utilização por lavouras perenes. Contudo, podem ser cultivados com lavouras anuais ou espécies tolerantes ao excesso de água, além de olericultura e algumas lavouras em sistema de canteiros (camalhões), possuindo grande potencial para agricultura familiar.

Figura 80. Área de ocorrência de Cambissolo Húmico, Nova Friburgo (RJ).

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

7.3.3. Cambissolos Flúvicos - CY

São solos que apresentam caráter flúvico dentro de 150 cm a partir da superfície do solo (Figura 81), caracterizados pela distribuição irregular (errática) de granulometria, a qual pode ser identificada pela variação da relação areia fina/areia grossa (AF/AG) e/ou distribuição irregular do conteúdo de carbono orgânico em profundidade, não relacionada a processos pedogenéticos (SANTOS *et al.*, 2018). Ocorrem em áreas planas e próximas aos leitos dos rios onde, no período mais chuvoso e com o transbordamento das águas, se depositam sedimentos de granulometria diversas.

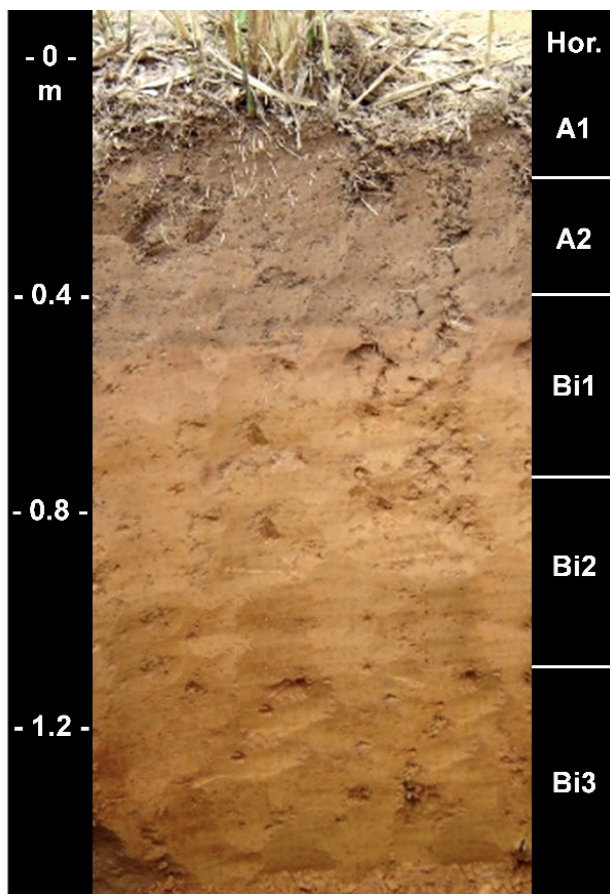



Figura 81. Perfil de Cambissolo Flúvico no município de Pinheiral – RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

No estado do Rio de Janeiro, a maior expressão dos Cambissolos Flúvicos está nos vales interiores, baixadas e planícies fluviais e no baixo curso do Rio Paraíba do Sul. Esses solos apresentam, de maneira geral, fertilidade natural variável em função da natureza do material de origem. Contudo, considerando a sua proximidade com as margens e leitos dos

rios, boa parte encontra-se em área destinada à mata ciliar, inseridos, portanto, em APPs. Ou seja, devem ser destinados à preservação da fauna e da flora, além de sua importância pelos serviços ecossistêmicos de proteção das margens dos mananciais hídricos e redução do assoreamento dos rios e córregos. Quando não inseridos nessas áreas, esses solos têm elevado potencial para agricultura familiar, com culturas anuais ou olericultura, desde que não ocorram restrições devidas à salinidade, como nos solos localizados em planícies costeiras. Por vezes, pode também ocorrer deficiência de oxigênio, especialmente para culturas perenes, tendo em vista a drenagem, que normalmente varia de moderada a imperfeita.

Na região de Campos dos Goytacazes, na planície sedimentar, os depósitos quaternários fluviais e aluvio-coluvionais são mais espessos, sendo observados solos com texturas média, argilosa e siltosa, variando no perfil e na paisagem, com argilas de maior atividade (média ou alta), elevados teores de silte e alta saturação por bases. A presença de argilas de maior atividade em solos mais argilosos pode favorecer o surgimento de fendas no período seco, o que dificulta operações de mecanização, apesar do relevo plano. Adicionalmente, processos de expansão e contração podem promover a ruptura do sistema radicular, contribuindo para a diminuição da absorção de nutrientes e água, além de favorecer problemas de ordem fitopatológica. Na região de Campos dos Goytacazes, esses solos são largamente cultivados com cana-de-açúcar com rendimentos superiores aos encontrados nos Tabuleiros. Também são usados com lavouras anuais, em propriedades familiares que se instalaram após o declínio da indústria sucroalcooleira na Baixada Campista, e pastagens.

7.3.4. Cambissolos Háplicos - CX

Essa subordem difere das anteriores por não apresentar característica distintiva ou extraordinária. Os Cambissolos Háplicos (Figura 82) podem ser observados sob as mais diversas condições ambientais, porém sua maior expressão no estado do Rio de Janeiro é em áreas de relevo movimentado (ondulado a montanhoso) sob florestas perenifólias ou subperenifólias (Figura 83). Quando mais intemperizados, encontram-se normalmente associados aos Argissolos e Latossolos Vermelho-Amarelos, diferenciando-se dos Argissolos pela ausência de gradiente textural e dos Latossolos pela menor espessura do horizonte B e presença de micas e feldspatos ou fragmentos de rocha alterada no perfil. Quando menos intemperizados e mais rasos, ocorrem associados aos Neossolos Litólicos e afloramentos de rocha, em relevo montanhoso e nas escarpas serranas, ou, ainda, aos Cambissolos Hísticos e Húmicos. Quando formados a partir de quartzitos, geralmente apresentam pequena profundidade e grande quantidade de cascalhos de quartzo e fragmentos da rocha, mesmo em condições de relevo plano ou suave ondulado, em função da maior resistência ao intemperismo do material de origem.

Na classe dos Cambissolos Háplicos são observados perfis de solos bastante diferenciados, em função da heterogeneidade do material de origem e das variações topográficas em que ocorrem. Em função dessa grande variabilidade, tais solos apresentam grande variação quanto às limitações e ao potencial de uso agrícola. De modo geral, apresentam limitações condicionadas pelo relevo, como a alta suscetibilidade à erosão hídrica e impedimentos à mecanização. Podem ser utilizados para silvicultura, quando os perfis têm maior profundidade do solum (A+B), sistemas silvipastoris e sistemas agroflorestais. Em determinados sítios geográficos, podem ser usados com frutíferas de maior valor comercial, como as de clima frio em ambientes de montanha, ou mesmo olericultura em propriedades familiares e nas partes mais planas de vales intramontanos. Apesar da ocorrência comum no estado do Rio de Janeiro, o uso com pastagens extensivas e sem manejo adequado não é recomendado nesses solos. Ainda, muitas áreas do estado com Cambissolos Háplicos estão em unidades de conservação ou APPs.

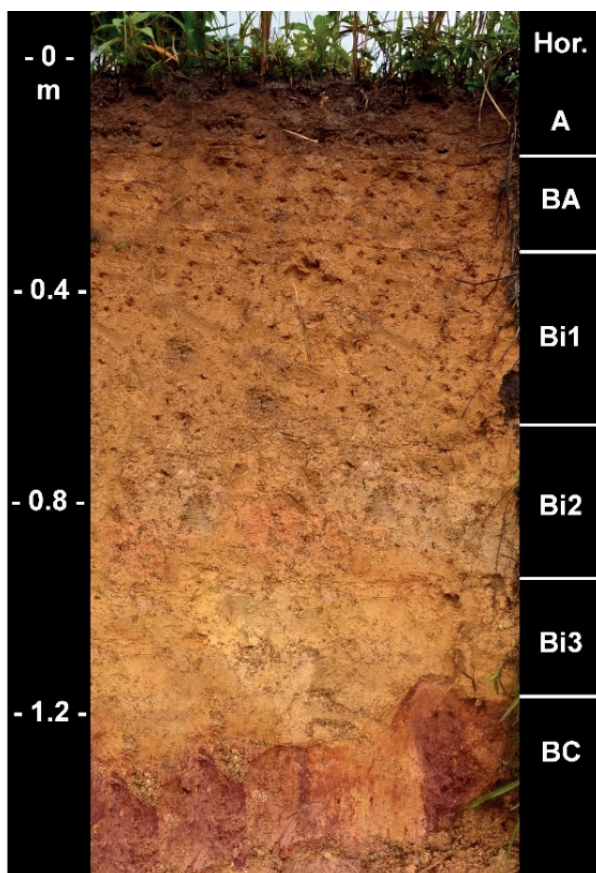



Figura 82. Perfil de Cambissolo Háplico no município de Cachoeiras de Macacu – RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Figura 83. Área de ocorrência de Cambissolos Háplicos, Pinheiral (RJ).

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

A seguir, serão apresentadas, em caráter ilustrativo, a granulometria e algumas características químicas de horizontes superficiais e subsuperficiais de perfis de solos da Ordem dos Cambissolos, no estado do Rio de Janeiro (Tabela 3).

Tabela 3. Características físicas e químicas de horizontes superficiais e subsuperficiais de Cambissolos.

Classe de Solo	Horizonte	Frações granulométricas			C.org.	SB	Valor T	Al^{+3}	pH H_2O
		Areia	Silte	Argila					
		g kg^{-1}			cmol$_c$ kg^{-1} solo				
Cambissolo Húmico[1]	A	460	240	300	42,3	0,1	13,9	1,3	4,8
	Bi	490	130	380	7,9	0,1	5,1	0,6	4,9
Cambissolo Flúvico[2]	Ak'1	545	208	337	9,0	14,1	15,4	0,0	6,8
	6Cgk2	515	95	420	6,0	11,0	11,4	0,0	7,4
Cambissolo Háplico[3]	A	190	260	550	36,3	1,8	17,8	4,1	4,4
	2Bi	140	230	630	10,8	0,6	8,2	2,8	4,7

[1]Perfil 7 e [3]Perfil 9 (CARVALHO FILHO *et al.*, 2003);[2]Perfil 5 (PINHEIRO JUNIOR, 2018). C.org.= Carbono orgânio; SB = Soma de Bases.

7.4 CHERNOSSOLOS

Os solos da Ordem Chernossolos, do russo *chern,* “preto”, são caracterizados pelo processo pedogenético de melanização, evidenciado pelo escurecimento dos horizontes superficiais e/ou do solo decorrente da estabilização da matéria orgânica pela formação de humatos de cálcio, através das reações de complexação da matéria orgânica com íons de Ca^{2+}, levando à formação de cores escuras mesmo com baixos valores de carbono orgânico total (KÄMPF e CURI, 2012) (Figura 84).

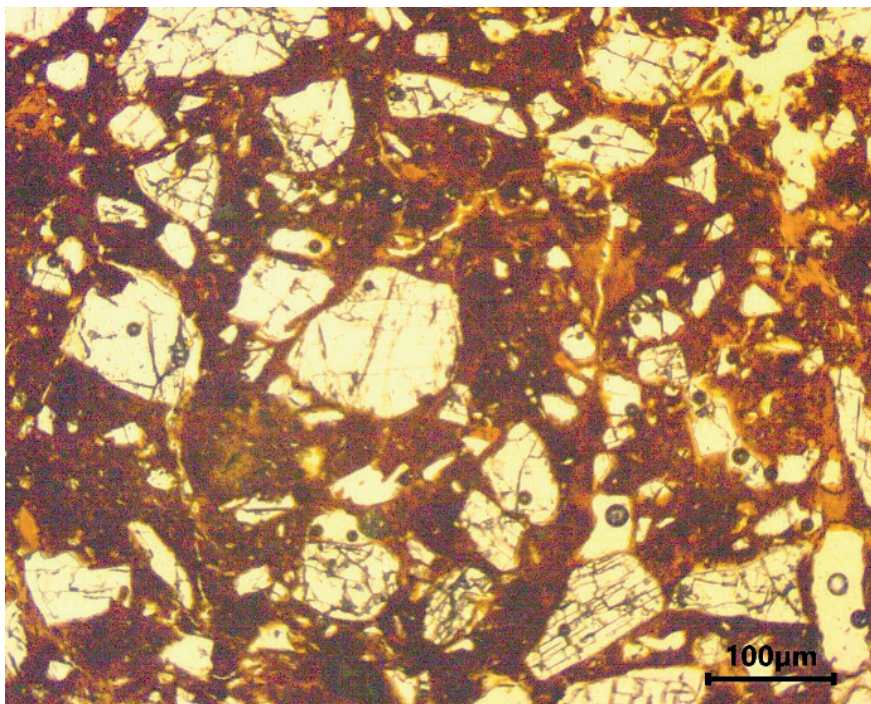



Figura 84. Fotomicrografia de horizonte Bk de Chernossolo Ebânico Carbonático, no município de Italva, RJ, evidenciando o escurecimento da matriz do solo em profundidade devido à atuação do processo de melanização.

Foto: Deyvid Diego Carvalho Maranhão (Acervo Pessoal).

Os Chernossolos são caracterizados no SiBCS (SANTOS *et al.*, 2018) pela presença do horizonte superficial A chernozêmico, que deverá ter espessura mínima de 18 cm quando o *solum* (A+B) tiver menos que 75 cm ou, no mínimo, 25 cm quando o *solum* apresentar mais que 75 cm, associado a cores do solo quando úmido com valor e croma ≤ 3, saturação por bases ≥ 65% e critérios adicionais de estrutura, consistência e teor de carbono orgânico. Possuem horizonte subsuperficial B incipiente ou B textural, ambos com argila de alta atividade e alta saturação por bases, ou, ainda, horizonte cálcico ou petrocálcico. Quando ocorrem horizontes de acumulação de carbonato, eles são identificados com o sufixo k (SANTOS *et al.*, 2015).

No 2º nível categórico, os Chernossolos dividem-se em quatro subordens no SiBCS (SANTOS *et al*., 2015), sendo estas: Chernossolos Rêndzicos; Chernossolos Ebânicos; Chernossolos Argilúvicos e Chernossolos Háplicos.

7.4.1. Chernossolos Rêndzicos - MD

Os Chernossolos Rêndzicos (Figura 85) caracterizam-se pela presença do horizonte A chernozêmico, associado ao horizonte cálcico ou petrocálcico ou presença de caráter carbonático (≥ 150 g de $CaCO_3$ kg^{-1}), coincidindo com o A chernozêmico. Nesses solos, observa-se também a atuação do processo pedogenético de carbonatação, que consiste na formação e acumulação de $CaCO_3$. A formação dos carbonatos pedogenéticos se dá a partir da solubilização do Ca^{2+} do material de origem (principalmente rochas ou sedimentos calcários) e sua reação e precipitação com CO_3^{2-}, que, por sua vez, depende da atividade biológica na produção de CO_2 e sua dissolução na água, produzindo, assim, o bicarbonato (H_2CO_3) em condições de pH elevado. A precipitação do $CaCO_3$ é favorecida pelas condições climáticas em climas mais secos, tendo em vista que o aumento da evaporação da água aumenta a concentração de bicarbonato de cálcio na solução.

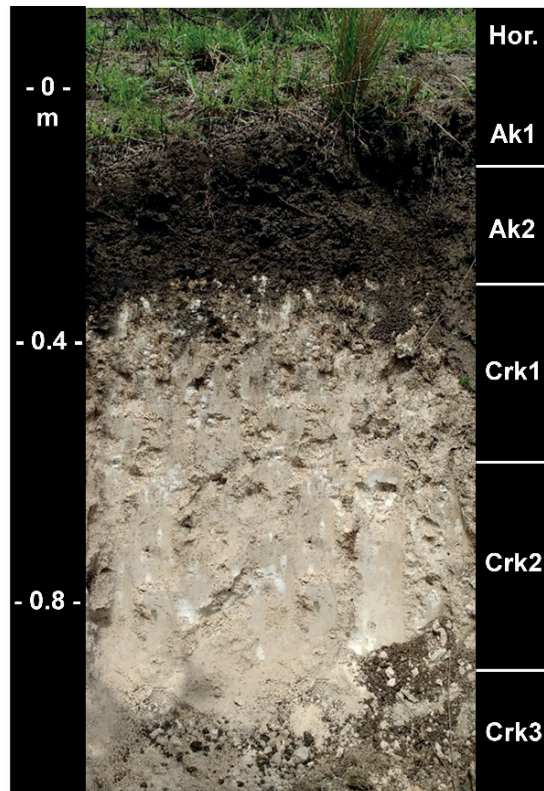



Figura 85. Chernossolo Rêndzico no município de Italva, RJ.

Foto: Wilk Sampaio de Almeida (Acervo Pessoal).

No estado do Rio de Janeiro, os Chernossolos Rêndzicos ocorrem em áreas restritas, associadas principalmente a rochas e sedimentos calcários, como no município de Italva, na região noroeste fluminense. Nessa região, são mapeados como uma inclusão em área de predomínio de Argissolos Vermelhos, em associação com Luvissolos Crômicos e Chernossolos Argilúvicos (CARVALHO FILHO *et al.*, 2003). Entretanto, também podem ser observados na região do Médio Vale do Paraíba, em pequenas manchas no município de Piraí, formados a partir de mármores dolomíticos da Unidade São Roque (CRUZ, 2015).

Quanto à utilização, de maneira geral, os Chernossolos Rêndzicos apresentam reduzida profundidade do *solum*, podendo o contato lítico (com a rocha não alterada) ocorrer já dentro de 50 cm, contados a partir da superfície. Essa caraterística limita o desenvolvimento das raízes das plantas, especialmente de espécies arbóreas, além de aumentar a suscetibilidade à erosão hídrica. Adicionalmente, o pequeno volume de solo desfavorece o armazenamento de água, fazendo com que, em condições naturais, sejam observadas vegetações caducifólias ou subcaducifólias. Quanto à fertilidade natural, apesar dos elevados valores de Ca^{2+} e Mg^{2+} e da elevada saturação por bases, a presença de $CaCO_3$ resulta em elevados valores de pH, que podem reduzir a disponibilidade tanto de fósforo, pela precipitação na forma de fosfato de cálcio, quanto de micronutrientes. Em alguns solos, os altos valores de Ca^{2+} em relação aos de Mg^{2+} podem resultar na competição de sítios de absorção e em deficiência de magnésio nas plantas.

7.4.2. Chernossolos Ebânicos - ME

Os Chernossolos Ebânicos (Figura 86) caracterizam-se pela presença do caráter ebânico (predomínio de cores escuras) na maior parte do horizonte B, decorrente da intensa atuação do processo de melanização.

São solos que apresentam pequena expressão no estado do Rio de Janeiro, ocorrendo em locais pontuais nos municípios de Italva e Pinheiral. São mais comumente observados no terço inferior da paisagem em rampas de colúvio, em condições de relevo que variam de suave ondulado a ondulado. Devido à maior profundidade e ao grau mais desenvolvido da estrutura, inclusive em subsuperfície, têm menor susceptibilidade à erosão hídrica, o que, somada à maior fertilidade natural, eleva o potencial de utilização desses solos para lavouras. Porém, pela menor expressão geográfica e continuidade na paisagem, são mais recomendados para culturas de maior retorno comercial e perenes, ou mesmo olericultura.

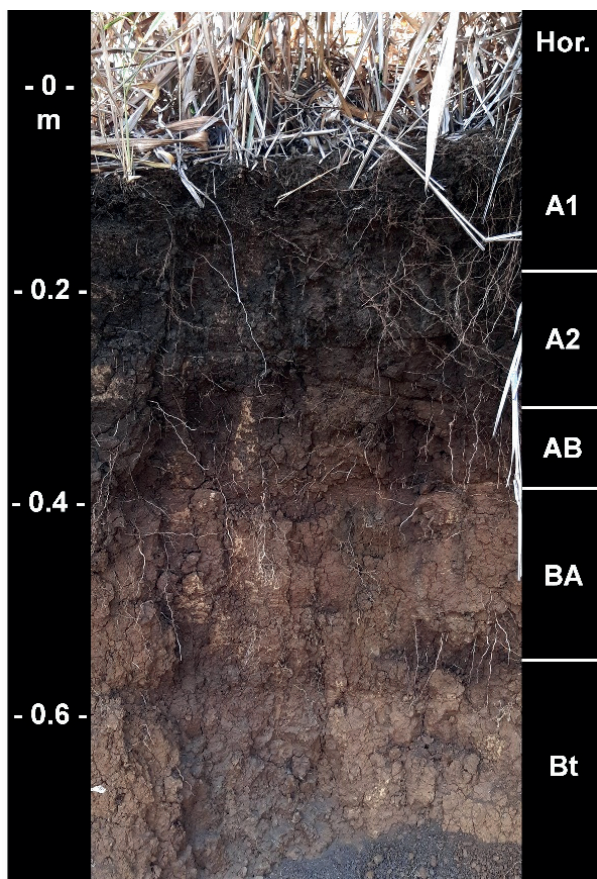



Figura 86. Chernossolo Ebânico, no município de Pinheiral RJ.
Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

7.4.3. Chernossolos Argilúvicos - MT

Esses solos são caracterizados pela presença do horizonte A chernozêmico, sobrejacente ao horizonte B textural, que possui altas atividades de argila e saturação por bases (Figura 87). O aumento no conteúdo de argila em profundidade se dá, principalmente, pela atuação do processo de eluviação/iluviação, especialmente em ambientes com maior concentração de Mg^{2+} em relação ao Ca^{2+}, que favorece a dispersão das argilas e, consequentemente, a sua mobilização (PINHEIRO JUNIOR, 2018).

De maneira geral, ocorrem em relevo forte ondulado (Figura 88), sob vegetação de floresta caducifólia ou subcaducifólia e, devido ao aumento no conteúdo de argila em profundidade, reduzindo a permeabilidade à água, são mais susceptíveis à erosão hídrica. Por vezes, quando os teores de argila nos horizontes superficiais são elevados, pode haver dificuldade nas operações de mecanização, devido à maior pegajosidade do solo.

Figura 87. Chernossolo Argilúvico, no município de Pinheiral, RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

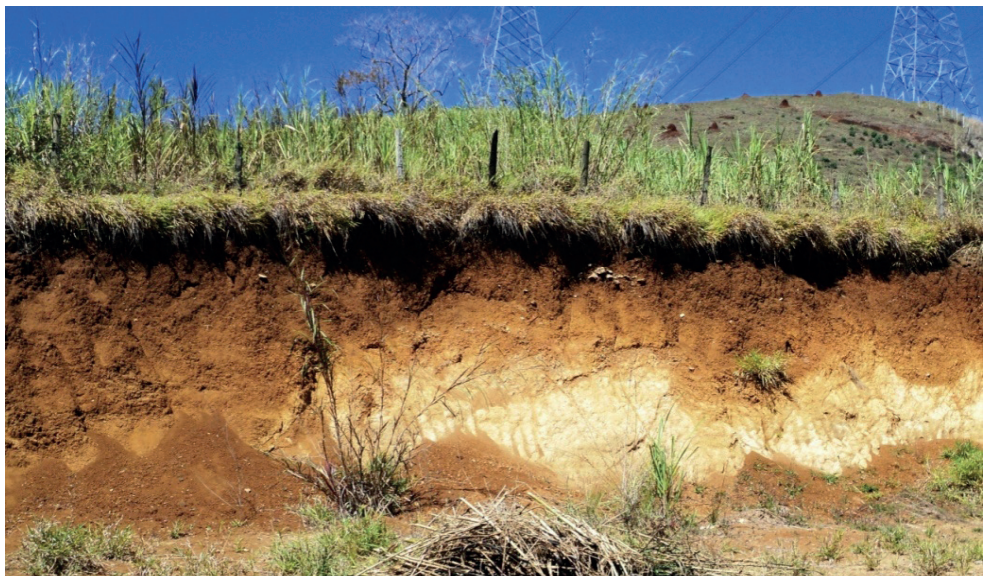



Figura 88. Perfil e área de ocorrência de Chernossolo Argilúvico, Pinheiral (RJ).

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

7.4.4. Chernossolos Háplicos – MX

Os Chernossolos Háplicos são solos que não apresentam características distintivas ou extraordinárias para serem enquadrados nas classes anteriores. Apresentam espessura variável, normalmente são observados em relevo movimentado, o que desfavorece a mecanização e propicia maior suscetibilidade à erosão hídrica. De maneira geral, apresentam boa fertilidade natural, porém, a presença de carbonatos, em algumas condições, pode ser responsável pela elevação do pH, reduzindo a disponibilidade de fósforo e micronutrientes.

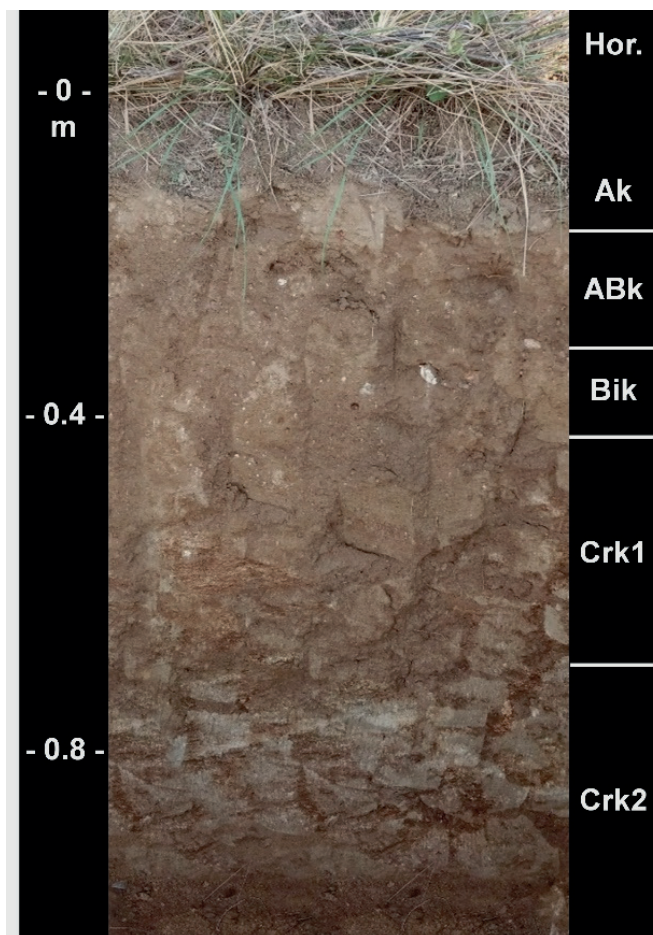



Figura 89. Chernossolo Háplico no município de Italva, RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

A seguir, serão apresentadas, em caráter ilustrativo, a granulometria e algumas características químicas de horizontes superficiais e subsuperficiais de perfis de solos da Ordem dos Chernossolos no Estado do Rio de Janeiro (Tabela 4).

Tabela 4. Características físicas e químicas dos horizontes superficiais e subsuperficiais dos Chernossolos.

Classe de Solo	Horizonte	Frações granulométricas			C.org.	SB	Valor T	Al^{+3}	pH H_2O
		Areia	Silte	Argila					
		g kg^{-1}			cmol$_c$ kg^{-1} solo				
Chernossolo Rêndzico[1]	Ap1	400	180	420	14,0	31,8	31,8	0,0	8,0
	Ck2	310	570	120	1,3	13,8	13,8	0,0	8,3
Chernossolo Ebânico[2]	Ak1	639	171	190	19,0	8,7	10,9	0,0	6,0
	Bik2	500	102	398	8,0	9,6	11,8	0,0	5,9
Chernossolo Argilúvico[3]	Ap	300	230	470	7,2	14,8	14,8	0,0	7,6
	Bt2	210	220	570	4,9	16,6	16,6	0,0	7,7
Chernossolo Háplico[4]	Ak	698	92	210	14,0	12,6	14,6	0,0	6,3
	Bik	740	84	176	6,0	10,3	11,3	0,0	6,7

[1]Perfil PRJ10 e [3]Perfil PRJ9 (EMBRAPA, 1979);[2]Perfil4 e [4]Perfil 2 (PINHEIRO JUNIOR, 2018). C.org. = Carbono orgânico; SB = Soma de Bases.

7.5 ESPODOSSOLOS

Os solos da Ordem dos Espodossolos são caracterizados pela presença do horizonte diagnóstico subsuperficial B espódico, que pode apresentar espessura variável, sendo a mínima de 2,5 cm, sendo conceituado pelo acúmulo iluvial de matéria orgânica associado a alumínio, podendo ou não ser verificada a presença de ferro (SANTOS *et al.*, 2018).

São solos formados pelo processo pedogenético específico de podzolização, que consiste na complexação e redistribuição de Fe e Al (KÄMPF e CURI, 2012). A vegetação de caráter ácido, sob a qual esses solos ocorrem, favorece o acúmulo de compostos orgânicos complexantes como polifenóis, ácidos fúlvicos e húmicos nos horizontes superficiais. Esses ácidos orgânicos dissolvidos complexam principalmente os íons Fe e Al, devido ao seu pequeno raio e elevada valência, conferindo maior estabilidade aos complexos que, posteriormente, são translocados e depositados em subsuperfície (Figura 90). A mobilização desses complexos dos horizontes superficiais e sua deposição em subsuperfície são facilitadas pela natureza do material de origem, com predomínio da fração areia composta basicamente por quartzo.

A deposição dos complexos organo-metálicos em subsuperfície se dá em função de diferentes fatores, destacando-se a precipitação em condições de pH mais elevado, que pode decorrer do contato do horizonte subsuperficial com o lençol freático, especialmente quando influenciados pelas marés nas regiões costeiras. Uma outra condição, ainda associada aos elevados valores de pH, é a translocação das bases dos horizontes superficiais para os subsuperficiais, favorecendo nestes últimos a elevação do pH.

Figura 90. Amostra coletada para micromorfologia e fotomicrografia de revestimentos de matéria orgânica em grão de quartzo e ferrãs em Espodossolo Húmilúvico no município de Rio das Ostras, RJ.
Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Os complexos orgânicos podem também ser adsorvidos a outros minerais e, dessa forma, progressivamente ocorre a formação do B espódico. Adicionalmente, a precipitação dos complexos pode ocorrer quando a relação metal:C orgânico excede a um valor crítico no qual todos os sítios de ligação polar estão preenchidos, sendo para o Fe a razão Fe^{3+}:ácido fúlvico considerada como igual a 6:1 (WRIGHT e SCHNITZER, 1961; KÄMPF e CURI, 2012).

Em função da sua composição, o horizonte B espódico pode ser identificado como Bs (acúmulo de alumínio e ferro com baixo grau de cristalinidade); Bhs (acúmulo de material orgânico iluvial combinado com compostos de alumínio e ferro) e Bh (formado por acúmulo iluvial de complexos matéria orgânica-alumínio, com pouca ou nenhuma evidência de ferro) (SANTOS *et al*., 2018).

Quanto à classificação em 2º nível categórico (subordem), a característica usada como diferencial nos Espodossolos é o tipo de horizonte B espódico, subdividindo-se em Espodossolos Humilúvicos, Espodossolos Ferrilúvicos e Espodossolos Ferri-Humilúvico.

Os Espodossolos Ferrilúvicos, identificados pela presença do horizonte espódico com sufixos Bs ou Bsm, não foram encontrados nos levantamentos de solos no estado do Rio de Janeiro, na escala em que foram realizados. Assim, não serão abordados nesta publicação.

As demais subordens, Espodossolos Humilúvicos e Ferri-Humilúvicos, ocorrem na mesma paisagem no estado do Rio do Janeiro, sendo frequentemente associadas ou formando complexos como unidade de mapeamento; portanto, serão descritas em conjunto.

7.5.1. Espodossolos Humilúvos (EK) e Espodossolos Ferri-Humilúvico (ESK)

Os Espodossolos Humilúvicos são caracterizados pela presença do horizonte espódico identificado com sufixos Bh ou Bhm; o último, indicando a forte cimentação, denominada de *ortstein* (sufixo m). Nesses horizontes, predominam cores escuras com valor menor que 4 e croma menor que 3 (Figura 91a). Já os Espodossolos Ferri-Humilúvicos não apresentam característica distintiva das demais subordens, sendo identificados pela presença do horizonte espódico com sufixos Bhs ou Bhsm, podendo ser observadas cores que variam do matiz 2,5YR a 10YR e valor/croma de 3/4, 3/6, 4/3 ou 4/4 (Figura 91b).

No Rio de Janeiro, esses solos ocorrem predominantemente nas restingas. Nesse ambiente, a vegetação de caráter ácido associada ao material de origem de sedimentos arenosos, em geral eólicos, e as maiores precipitações pluviométricas do litoral condicionam a formação dos Espodossolos (MENEZES *et al.*, 2018).

Como ocorrem predominantemente em áreas de restinga (Figura 92), devem ser destinados à proteção permanente (APPs), pela legislação ambiental. Quando utilizados para agricultura, devido à textura muito arenosa, possuem muitas limitações, como a baixa capacidade de retenção de cátions e água e a alta susceptibilidade à erosão, especialmente eólica. Adicionalmente, a presença de horizontes cimentados (*ortstein*) em alguns Espodossolos limita o desenvolvimento do sistema radicular em profundidade.

Figura 91. Espodossolo Humilúvico: (a) Espodossolo Ferri-humilúvico Órtico dúrico, com formação de ortstein e a presença dos horizontes diagnósticos E álbico e B espódico em uma sequência *bisequum* (b) no município de Rio das Ostras, RJ.

Fotos: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Figura 92. Área de ocorrência de Espodossolos, Rio das Ostras (RJ).

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

A seguir, serão apresentadas, em caráter ilustrativo, a granulometria e algumas características químicas de horizontes superficiais e subsuperficiais de perfis de solos da Ordem dos Espodossolos, no estado do Rio de Janeiro (Tabela 5).

Tabela 5. Características físicas e químicas dos horizontes superficiais e subsuperficiais dos Espodossolos.

Classe de Solo	Horizonte	Frações granulométricas			C.org.	SB	Valor T	Al^{+3}	pH H_2O
		Areia	Silte	Argila					
		g kg^{-1}			cmol$_c$ kg^{-1} solo				
Espodossolo Humilúvico[1]	A	940	40	20	13,1	1,2	5,7	0,2	4,4
	Bh2	940	30	30	12,9	0,4	11,1	2,5	4,5
Espodossolo Ferrihumilúvico[2]	Ap	940	40	20	4,6	1,8	3,5	0,0	5,8
	2Bhs	820	100	80	11,6	0,3	8,9	1,0	4,8

[1]Perfil 14 e [2]Perfil 15 (CARVALHO FILHO *et al.*, 2003).C.org. = Carbono orgânico; SB = Soma de bases.

7.6 GLEISSOLOS

Os solos da Ordem Gleissolos, do russo *gley*, massa de solo pastosa, conotativo de excesso de água, são formados pelo processo pedogenético de gleização, que consiste na redução e remoção do ferro por ação dos microrganismos em ambiente anaeróbico

(KÄMPF e CURI, 2012). Devido à baixa disponibilidade de oxigênio nesses ambientes, os óxidos de ferro são utilizados pelos microrganismos do solo como aceptores finais de elétrons na decomposição da matéria orgânica. Como resultado da atividade biológica, o ferro é transformado da forma oxidada (Fe^{3+}) para forma reduzida (Fe^{2+}), que, por sua vez, torna-se solúvel, podendo então ser removido do solo para o lençol freático. Com a remoção do ferro, os outros minerais presentes no solo, como o quartzo na fração areia e a caulinita ou montmorilonita na fração argila, passam a expressar as suas cores claras ou acinzentadas, ou mesmo azuladas e esverdeadas. No período de menor quantidade de chuvas, com o rebaixamento do lençol freático e o aumento na disponibilidade de oxigênio, formam-se zonas de segregação de ferro oxidado, identificadas pelo atributo morfológico conhecido como "mosqueado" (Figura 93). Horizontes que apresentam desenvolvimento de cores neutras ou próximas de neutras na matriz do horizonte, com ou sem mosqueados decorrentes da mobilização do Fe e/ou Mn, recebem o sufixo g (SANTOS *et al*., 2018).

Quanto à classificação, os Gleissolos são identificados pela presença do horizonte diagnóstico glei, ocorrendo nos primeiros 50 cm a partir da superfície, ou entre 50 e 150 cm, desde que imediatamente sobrejacente a horizonte A ou E, ou, ainda, horizonte superficial hístico, quando este não atende aos critérios de espessura para classificação dos Organossolos (SANTOS *et al*., 2018).

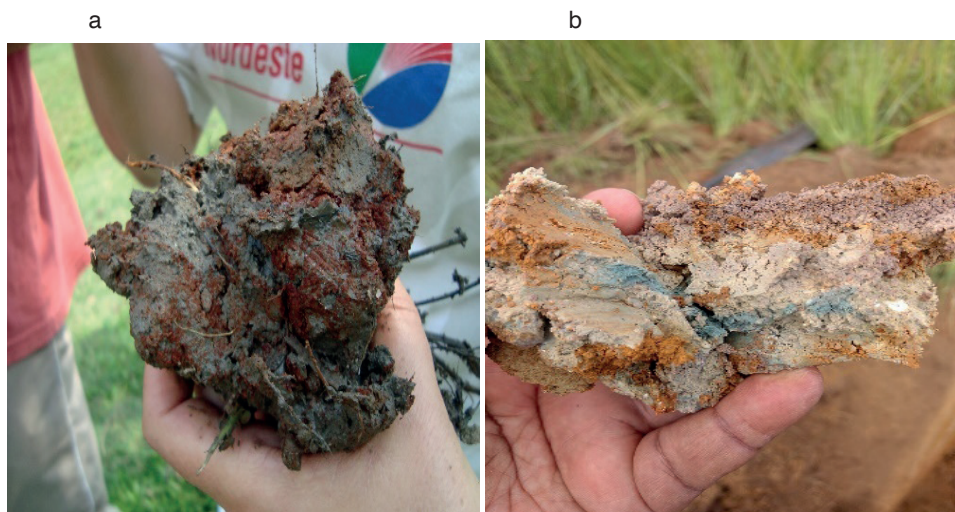



Figura 93. Amostras de solo com presença de mosqueados de redução em diferentes perfis de Gleissolos.

Fotos: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Quanto à classificação dos Gleissolos em 2º nível categórico (subordem) no SiBCS (SANTOS *et al*., 2018), subdividem-se em quatro classes: os Gleissolos Tiomórficos, Gleissolos Sálicos, Gleissolos Melânicos e Gleissolos Háplicos.

7.6.1. Gleissolos Tiomórficos – GJ

São solos que apresentam horizonte sulfúrico, caracterizados pelos valores de pH extremamente ácidos (≤ 3,5), presença do mineral jarosita e/ou materiais sulfídricos, indicando a expressão dos processos de sulfidização e sulfurização (KÄMPF e CURI, 2012). Ocorrem, principalmente, em ambientes que são ou foram submetidos à influência da adição de enxofre ($SO_4^=$) pela água do mar, em regiões de deltas de rios ou litorâneas. Nesses ambientes, os íons sulfatos (SO_4^{2-}) adicionados ao solo são reduzidos a sulfeto (S^{2-}) via atividade microbiana, tal como a transformação do Fe^{3+} em Fe^{2+}, que reagem entre si, formando os sulfetos de ferro (FeS, Fe_3S_4 e FeS_2), denominados de pirita. A segunda etapa ocorre quando esses solos são expostos a condições aeróbicas, havendo, portanto, a oxidação do sulfeto e produção de ácido sulfúrico (H_2SO_4), favorecendo a formação da jarosita, que é visualizada no perfil por mosqueados de coloração amarelada (Figura 94).

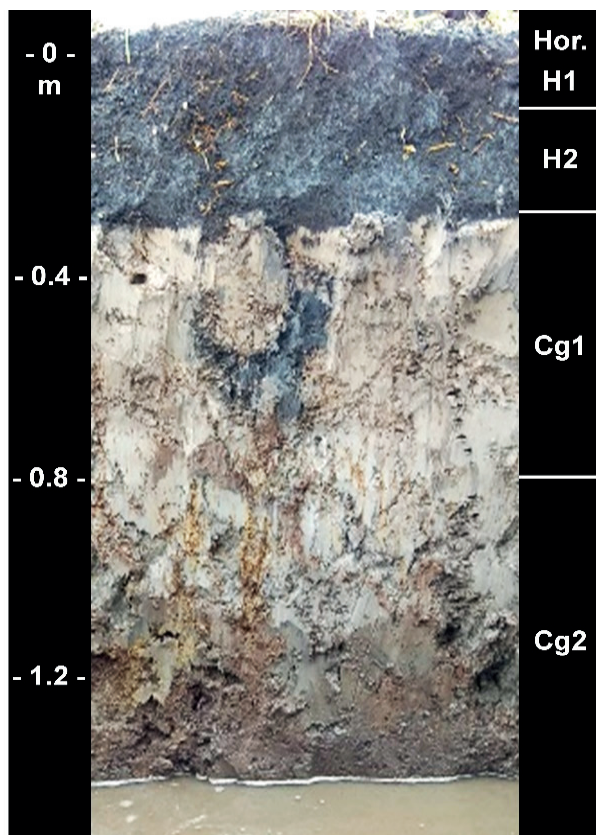



Figura 94. Perfil de Gleissolo Tiomórfico com presença de jarosita em Santa Cruz - RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

No estado do Rio de Janeiro, os Gleissolos Tiomórficos, em geral, ocorrem nas planícies costeiras, em áreas sedimentares próximas ou adjacentes ao litoral, principalmente sob vegetação de manguezal ou de campos hidrófilos ou higrófilos. A presença do tiomorfismo pode ser identificada pelo ligeiro odor de gás sulfídrico observado em amostra de solo molhada, ou em torrões secos com a presença de veios amarelados, que indicam a presença da jarosita.

O próprio ambiente onde esses solos se formam já apresenta restrições ao uso agrícola, uma vez que a legislação ambiental determina a proteção das áreas de vegetação de manguezal e deltaicas. Os serviços ambientais prestados por esses solos e os seus ecossistemas são muito valiosos para a preservação de espécies de fauna e flora, além da proteção das áreas costeiras. Mais recentemente, os manguezais vêm sendo destacados como "hotspots" no combate às mudanças climáticas, pela sua contribuição para o estoque do chamado carbono "azul" (Rovai *et al*., 2022). Grande parte desse estoque se dá em solos como os Gleissolos Tiomórficos e outras classes associadas.

Além das fortes limitações ao uso agrícola relacionadas aos elevados teores de sulfatos e a acidez extrema, acentuada quando os Gleissolos Tiomórficos são drenados artificialmente, esses solos estão frequentemente associados a condições de alta salinidade, o que lhes confere, no conjunto, a classificação de inaptos à produção agrícola, seja com lavouras ou pastagens.

Ressalta-se que, uma vez que o processo de sulfurização se inicie, com a drenagem do horizonte que apresenta o tiomorfismo, a degradação desses solos é praticamente irreversível ou exige investimentos muito altos para a sua recuperação. Ainda, essa condição afeta não apenas a agricultura, mas tem impacto negativo sobre construções, ferrovias, dutos de passagem de petróleo e gases etc., pela corrosão que é favorecida com a formação do ácido sulfúrico e redução do pH a valores muito baixos.

Porém, em algumas planícies com vegetação original de campos de várzea, nos municípios de Campos dos Goytacazes, Magé, Itaguaí e na Zona Oeste do Rio de Janeiro, em áreas mais distantes da costa litorânea, os Gleissolos Tiomórficos são cultivados com lavouras de sistemas radiculares mais superficiais, respectivamente, com cana-de-açúcar e pastagens, olericultura, lavouras de mandioca, coco e plantas ornamentais. Esse uso agrícola é possível apenas quando o horizonte sulfúrico ou os materiais sulfídricos ocorrem em maiores profundidades ou quando a drenagem não foi intensa. Ou seja, é mantido o nível do lençol freático na profundidade de, pelo menos, 50 cm da superfície do solo.

As áreas de maior ocorrência dos Gleissolos Tiomórficos no estado são: a) margens da Lagoa Feia e parte do canal Macaé-Campos; b) planícies de inundação dos rios Pedro, em Macaé, São João e Una, em São Pedro da Aldeia; c) margens da lagoa de Saquarema;

e d) orla marítima da Baía da Guanabara, municípios de Duque de Caxias e Magé, e da Baía de Sepetiba, municípios do Rio de Janeiro e Itaguaí. Nessas áreas, a drenagem para fins agrícolas não deve ser realizada sem a devida caracterização da profundidade em que ocorre o horizonte tiomórfico, os seus teores de enxofre e o nível de salinidade (CARVALHO FILHO *et al*., 2003).

7.5.2. Gleissolos Sálicos – GZ

Esses solos são marcados pelo processo pedogenético de salinização em adição ao de gleização (KÄMPF e CURI, 2012). Possuem condutividade elétrica do extrato da pasta saturada ≥ 7 dS m^{-1}, a 25ºC, em um ou mais horizontes ou camadas dentro de 100 cm a partir da superfície (SANTOS *et al*., 2018). São desenvolvidos a partir de sedimentos colúvio-aluvionares de idade quaternária que ocorrem na região litorânea, em áreas próximas à costa, sujeitas à influência marinha. Com pequena expressão territorial contínua no estado, são encontrados próximo ao farol de São Tomé, em Campos dos Goytacazes, e na bacia hidrográfica do Rio Guapi Macacu próximos à Baía de Guanabara, onde encontram-se associados aos Gleissolos Háplicos, Gleissolos Tiomórficos e Neossolos Flúvicos com caráter salino, em geral sob vegetação de campo halófilo de várzea, ocorrendo espécies características desse ambiente, como a *Salicornia* sp (Figura 95) (CARVALHO FILHO *et al*., 2003; PINHEIRO *et al*., 2015). No município do Rio de Janeiro, ocorrem próximo à Baía de Sepetiba, em Guaratiba, também em associação com Gleissolos Tiomórficos e, por vezes, podem apresentar horizonte H hístico (Figura 96) com espessura insuficiente para ser classificado como Organossolo. Em função de sua pequena expressão geográfica, em geral, não são identificados em unidades de mapeamento nos levantamentos de solo com escalas menores, ocorrendo em associações ou complexos, ou mesmo como tipos de terreno, tais como os “solos indiscriminados de mangue” ou “solos salinos”.

Devem ser destinados para a preservação da fauna e flora, pela ocorrência em ambientes que são definidos pelo código florestal como Áreas de Preservação Permanente e também pelas fortes limitações de deficiência de oxigênio pelas condições de má drenagem, além da forte deficiência de fertilidade pelos elevados teores de sais solúveis. Ainda, da mesma forma que nos Gleissolos Tiomórficos, sua importância para preservação de ecossistemas costeiros, incluindo espécies de animais como aves marinhas, caranguejos e para a pesca artesanal, é muito maior que produtos de eventual uso agrícola, que, na maioria das vezes, irão conduzir a sua degradação irreversível. A drenagem desses solos irá favorecer a acumulação dos sais, com aumento significativo do pH e formação de crostas salinas na superfície do solo, criando condições extremamente inóspitas até mesmo para as espécies adaptadas dos campos halófilos e mangues.

Figura 95. Ocorrência de Gleissolo Sálico: (a) Área de Gleissolo Sálico em Guaratiba, (RJ); (b) Vegetação de *Salicornia* sp.

Fotos: Rosimar Goulart (Acervo Pessoal).

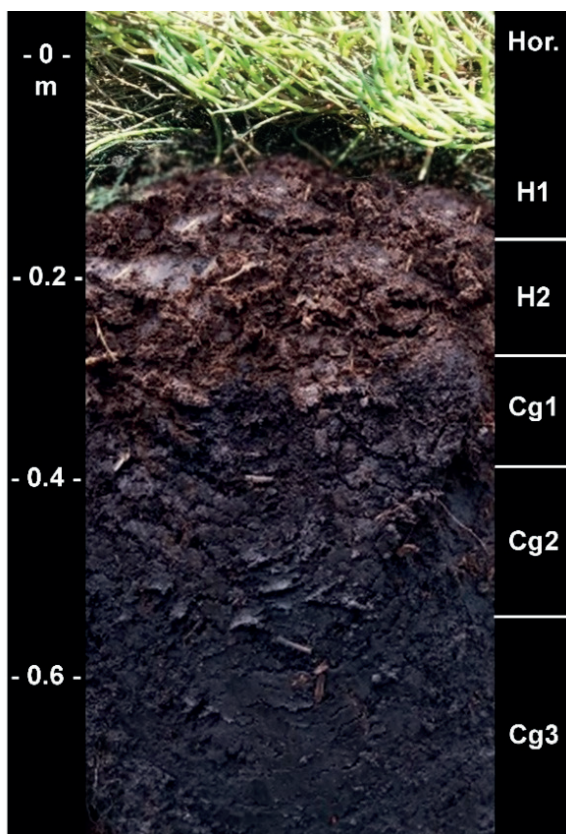



Figura 96. Perfil de Gleissolo Sálico com horizonte hístico e vegetação de *Salicornia* sp em Guaratiba - RJ.

Foto: Rosimar Goulart (Acervo Pessoal).

7.6.3. Gleissolos Melânicos – GM

São caracterizados pela presença do horizonte superficial H hístico com menos de 40 cm de espessura ou horizonte A húmico, proeminente ou chernozêmico (Figura 97) (SANTOS *et al*., 2018). O predomínio de cores escuras nos horizontes superficiais desses solos é resultado da atuação do processo pedogenético de melanização (KÄMPF e CURI, 2012), em que ocorre a adição e transformação da matéria orgânica do solo em substâncias húmicas.

De maneira geral, são distróficos e possuem elevada acidez nos horizontes superficiais (exceto os que apresentam horizonte A chernozêmico). Apresentam menores limitações de fertilidade quando comparado aos Gleissolos Tiomórficos e Gleissolos Sálicos. Entretanto, exigem manejo cuidadoso da calagem, tendo em vista o elevado poder tampão observado no horizonte superficial. Por outro lado, nesses solos, como nos Organossolos, a acidez é resultante da adição de prótons de H^+, em função dos maiores teores de matéria orgânica e não de sua mineralogia (EBELING *et al*., 2008; 2011). Assim, não é recomendado aplicar os mesmos critérios para recomendação de calagem utilizados em solos com menor contribuição da matéria orgânica e mais intemperizados, pois resultaria em altas doses de calcário, que, por sua vez, podem acelerar a decomposição da matéria orgânica. Adicionalmente, o manejo da drenagem também deve ser bem planejado, tendo em vista que o aumento da disponibilidade de oxigênio pode intensificar a mineralização da matéria orgânica.

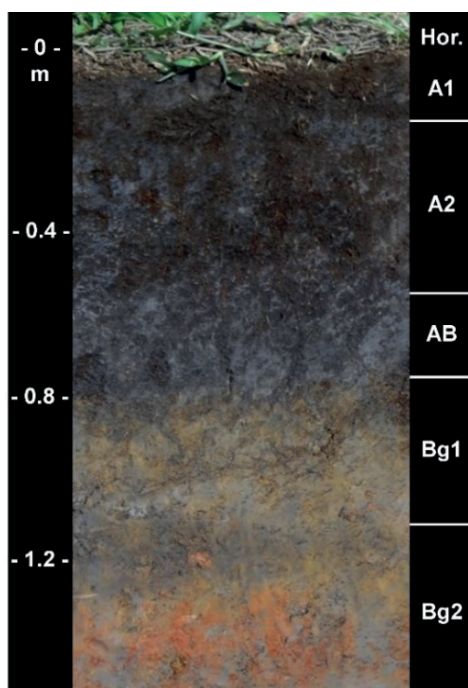



Figura 97. Perfil de Gleissolo Melânico localizado em Guapimirim - RJ.

Foto: Ademir Fontana (Acervo Pessoal).

Os Gleissolos Melânicos ocorrem em várzeas úmidas no interior do estado do Rio de Janeiro, em alguns vales na região serrana, ou em planícies extensas, como a Baixada Fluminense e a Baixada Campista, várzeas em Macaé e no município de Guapimirim, na Região Metropolitana da cidade do Rio de Janeiro, associados aos Organossolos e Neossolos Flúvicos e a outros Gleissolos (CARVALHO FILHO *et al.*, 2003; PINHEIRO, 2015). São cultivados principalmente com lavouras anuais (Figura 98), com oleráceas, espécies ornamentais, cana-de-açúcar (com drenagem artificial) e pastagens. Os Gleissolos Melânicos eutróficos apresentam elevado potencial para a agricultura familiar e permitem seu uso por boa parte do ano, exigindo, porém, drenagem artificial ou cultivo em camalhões, uma vez que apresentam, em condições naturais, forte restrição por deficiência de aeração.

Figura 98. Área de ocorrência de Gleissolo Melânico localizado em Guapimirim - RJ.
Foto: Ademir Fontana (Acervo Pessoal).

Alguns Gleissolos Melânicos, como os Neossolos Flúvicos, estão em APPs e são extremamente importantes para a preservação de aquíferos e habitats associados às várzeas úmidas, lagos e margens de rios.

7.5.4. Gleissolos Háplicos – GX

Solos com características que não são distintivas de ambientes ou possuem outros processos pedogenéticos além da gleização, e não se enquadram nas classes anteriores de Gleissolos. Comumente, têm horizonte diagnóstico superficial A moderado sobrejacente ao horizonte glei (Figura 99).

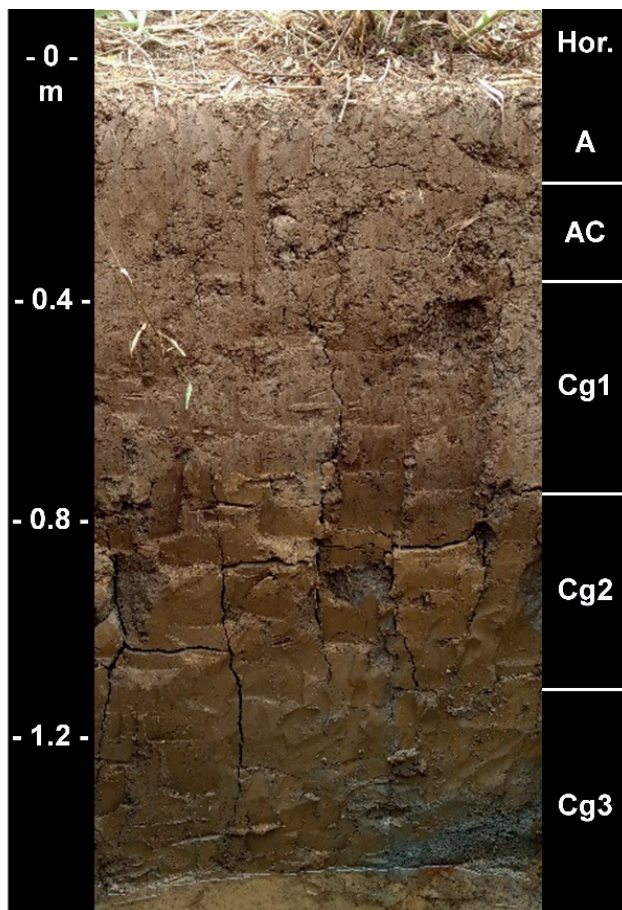



Figura 99. Perfil de Gleissolo Háplico localizado em Pinheiral - RJ.
Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Suas propriedades são muito variáveis em função da natureza dos sedimentos, nível do lençol freático e condições locais de relevo. Apresentam maiores limitações quanto à fertilidade em comparação às classes anteriores de Gleissolos, possuindo, frequentemente, caráter distrófico e elevados teores de alumínio trocável. Entretanto, quando drenados, respondem bem à calagem e à adubação. Apresentam limitações à mecanização devido à drenagem e sua estrutura em geral maciça, especialmente nos solos de textura mais argilosa. Os Gleissolos Háplicos ocorrem em vários ambientes de várzeas no estado do

Rio de Janeiro, comumente associados aos Cambissolos Flúvicos e Neossolos Flúvicos. São intensamente utilizados com lavouras anuais, olericultura, fruticultura, mandioca, pastagens (Figura 100).

Figura 100. Área de Ocorrência de Gleissolos Háplicos, Magé (RJ).

Foto: Marcos Gervasio Pereira.

A seguir, serão apresentadas, em caráter ilustrativo, a granulometria e algumas características químicas de horizontes superficiais e subsuperficiais de perfis de solos da Ordem dos Gleissolos, no estado do Rio de Janeiro (Tabela 6).

Tabela 6. Características físicas e químicas dos horizontes superficiais e subsuperficiais de Gleissolos.

Classe de Solo	Horizonte	Frações granulométricas			C.org.	SB	Valor T	pH H_2O	C.E (dS m^{-1})
		Areia	Silte	Argila					
		g kg^{-1}			cmol$_c$ kg^{-1} solo				
Gleissolo[1] Timórfico	Az	30	290	680	47,7	33,7	49,8	3,6	9,0
	Cgjz2	20	280	700	35,7	33,3	37,4	2,5	11,0
Gleissolo[2] Sálico	A	380	200	420	21,0	22,2	22,2	7,3	6,0
	2Cgzn1	280	180	540	4,7	24,3	24,3	7,1	10,0
Gleissolo[3] Melânico	A	370	280	350	14,9	2,3	9,9	-	-
	Cg1	290	200	510	6,6	1,5	10,2	-	-
Gleissolo[4] Háplico	A	180	90	630	45,7	4,2	22,5	-	-
	Cg2	200	110	690	4,9	4,7	9,7	-	-

[1](EMBRAPA, 1979);[2,3](CARVALHO FILHO *et al.*, 2003); [4](SILVA, 1993). C.org. = Carbono orgânico; SB = Soma de bases, C.E. = Condutividade elétrica.

7.7 LATOSSOLOS

Os solos da Ordem Latossolos, do latim *lat*, altamente alterado ("tijolo"), conotativo de material muito intemperizado, possuem perfis profundos, têm boa drenagem, em sua grande maioria com baixa saturação por bases (distróficos). As maiores extensões geográficas no Brasil estão em relevo que varia de plano a suave ondulado, ou seja, com pequena declividade. Porém, no estado do Rio de Janeiro, são encontrados também em relevo ondulado e mesmo forte-ondulado.

Os Latossolos são formados pelos processos pedogenéticos específicos de dessilicação e ferralitização (KÄMPF e CURI, 2012). Nesses processos, ocorre a transformação de minerais primários e/ou secundários, associada às perdas de bases e sílica. Os horizontes subsuperficiais (B) são identificados pelo sufixo w, utilizado para indicar a presença de material mineral em estágio avançado de intemperização, com alteração completa ou quase completa dos materiais de origem e dos constituintes secundários do próprio horizonte Bw (SANTOS *et al.*, 2018).

Os Latossolos são identificados no SiBCS pela presença do horizonte diagnóstico subsuperficial B latossólico, caracterizado pela espessura mínima de 50 cm, avançado estágio de intemperização, baixo conteúdo de minerais primários facilmente alteráveis e baixa capacidade de troca catiônica (<17 $cmol_c$ kg^{-1}), condizente com a constituição mineralogia de óxidos e oxi-hidróxidos de ferro e alumínio e argilominerais do tipo 1:1, como a caulinita. Adicionalmente, apresentam relação molecular SiO_2/Al_2O_3 (ki) inferior a 2,2, indicando a intensa atuação do processo de dessilicação (SANTOS *et al.*, 2018). Nos Latososolos de mineralogia mais oxídica, é comum a presença no horizonte B latossólico da estrutura do tipo granular muito pequena com grau de desenvolvimento forte, resultante da elevada floculação, que é favorecida pela interação entre óxidos de ferro e alumínio e a caulinita. Essa estrutura também é citada na literatura como tipo "pó de café", termo de uso comum, ou microgranular. Em Latossolos mais cauliníticos, a estrutura em blocos subangulares é mais comum na parte superior do horizonte subsuperficial latossólico, passando a granular em profundidade no perfil.

No 2º nível categórico, os Latossolos são divididos em quatro subordens no SiBCS (SANTOS *et al.*, 2015) a seguir: Latossolos Brunos, Latossolos Amarelos, Latossolos Vermelhos e Latossolos Vermelho-Amarelo. Essas classes têm como principal diferencial a cor do horizonte B latossólico, além do teor de carbono orgânico no Latossolos Brunos, tendo como premissa que a cor reflete o material originário e o ambiente de formação, quanto ao grau de intemperização e mineralogia das argilas. Nos levantamentos de solos realizados no estado do Rio de Janeiro, até o momento, não se verificam registros da subordem dos Latossolos Brunos, por essa razão não serão tratados na publicação.

7.7.1. Latossolos Amarelos (LA)

Os Latossolos Amarelos apresentam cores com matiz 7,5YR ou mais amarelos na maior parte dos primeiros 100 centímetros do horizonte B (Figura 101). Distribuem-se por todo o estado do Rio de Janeiro, sob condições climáticas variadas, com vegetação original de floresta tropical, desde perenifólia a subcaducifólia. Ocorrem em áreas de relevo desde movimentado (forte ondulado e montanhoso) (Figura 102), que, somado à baixa fertilidade natural, restringem o potencial de utilização agrícola (CARVALHO FILHO *et al.*, 2003), até relevo suave-ondulado e plano, no domínio geomorfológico dos Tabuleiros Costeiros (vide Cap. 2), a partir de materiais do Grupo Barreiras. Os solos de tabuleiro, como são referidos, estão associados na paisagem aos Argissolos Amarelos e têm grande expressão nos municípios de São João da Barra, Campos dos Goytacazes, Quissamã e Macaé, entre outros na região Norte Fluminense, e na Bacia de Resende.

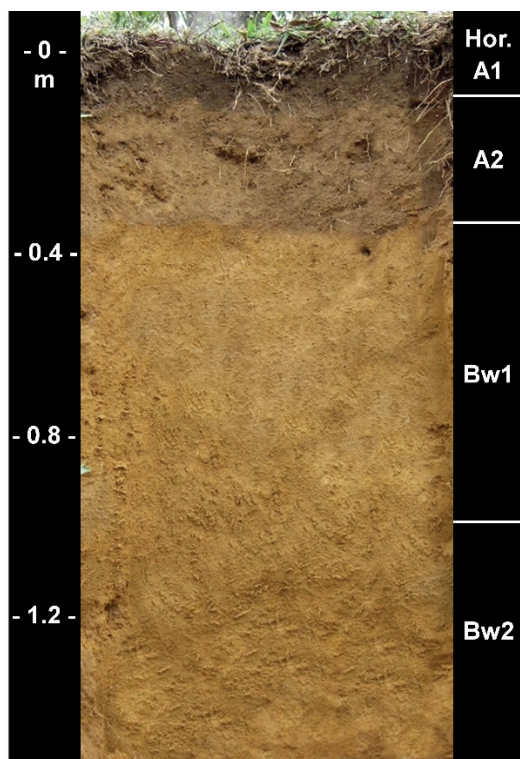



Figura 101. Latossolo Amarelo, localizado no município de Resende (RJ).

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

De maneira geral, os Latossolos Amarelos apresentam reduzidos teores de matéria orgânica e são distróficos, com menor expressão de solos com caráter alumínico no estado do Rio de Janeiro (SANTOS *et al.*, 2018). Quanto às limitações de ordem física, devido à natureza do material de origem (sedimentos cauliníticos) e ao efeito de empacotamento

das argilas, influenciado pela mineralogia, é comum observar adensamento no horizonte transicional AB e no topo do horizonte subsuperficial (BA e B1) desses solos, que é identificado como caráter coeso no SiBCS. Nesses horizontes coesos, há redução da porosidade total e aumento da densidade do solo (Ds), sendo essa característica mais observada nos Latossolos dos Tabuleiros Costeiros. Em função da organização das argilas, nos horizontes coesos a consistência do material do solo, quando seco, varia de muito dura a extremamente dura, embora, quando úmido, seja friável ou mesmo muito friável (ANJOS, 1985). Essa condição, associada à estrutura aparentemente maciça, com algum desenvolvimento de estrutura fraca em blocos subangulares, pode ser forte limitante ao aprofundamento do sistema radicular de lavouras perenes, além de redução da permeabilidade do solo à água, até que o solo esteja úmido, o que pode aumentar a suscetibilidade à erosão e dificultar a incorporação de corretivos e fertilizantes em maior profundidade. Por outro lado, comparada aos demais Latossolos, a mineralogia caulinítica contribui para menor fixação de fósforo (PEREIRA, 1996), o que é um aspecto positivo no manejo da fertilidade dos Latossolos Amarelos.

Figura 102. Paisagem de ocorrência de Latossolo Amarelo, Campos dos Goytacazes, (RJ).
Foto: Ademir Fontana (Acervo Pessoal).

Pela condição de relevo plano a suave-ondulado, os Latossolos Amarelos nos Tabuleiros Costeiros podem apresentar bom retorno agrícola, inclusive para usos mais intensivos, como a produção de grãos. Na região Norte Fluminense, esses solos possuem histórico de uso com a cana-de-açúcar e atualmente pastagens, com práticas

de manejo em geral inadequadas, intensa mecanização na lavoura da cana-de açúcar, além de queimadas em ambos os usos, o que levou à degradação de muitas áreas. No entanto, a introdução de sistemas como o plantio direto ou cultivo reduzido, integração de lavouras com pastagens, e mesmo silvicultura, são opções que, embora precisem de maior investimento, são recomendadas para a região.

7.7.2. Latossolos Vermelhos (LV)

Os Latossolos Vermelhos são caracterizados por apresentarem cores no matiz 2,5YR ou mais vermelhas na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (Figura 103). São formados a partir de rochas de caráter básico ou intermediário ou outras com maior teor de minerais primários ricos em Fe^{+2} e Mg^{+2} (basaltos, diabásios, anfibolitos, migmatitos), podendo também ser formados a partir dos sedimentos originados dessas rochas. Possuem saturação por bases variadas, ocorrendo tanto solos eutróficos quanto distróficos. Em geral, são de textura argilosa ou mesmo muito argilosa. Em função dos teores de Fe_2O_3, determinados pelo ataque sulfúrico, podem ser classificados no 3° nível categórico no SiBCS (grande grupo) como perférricos, quando esses teores são ≥ 360 g kg^{-1}, ou férrico, com teores variando de 180 g kg^{-1} a < 360 g kg^{-1}.

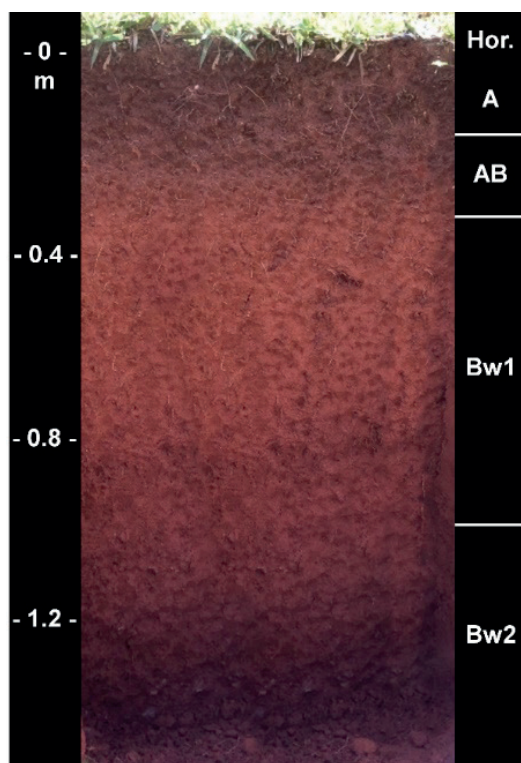



Figura 103. Latossolo Vermelho no município de Nova Friburgo (RJ).

Foto: Nivaldo Schultz (Acervo Pessoal).

Os Latossolos Vermelhos são pouco frequentes no estado do Rio de Janeiro, sendo registrados nos municípios de Paty do Alferes e Petrópolis, formados a partir de materiais provenientes do intemperismo de migmatitos pré-cambrianos da Unidade Rio Negro, em relevo que varia de forte ondulado a montanhoso e sob vegetação original de floresta tropical subperenifólia (CARVALHO FILHO *et al.*, 2003). O relevo acidentado (Figura 104) intensifica o processo erosivo, desfavorecendo o uso desses solos para lavouras anuais, em que são necessárias práticas intensas de preparo do solo e outras operações agrícolas.

Devido a isso, são recomendados para cultivos perenes ou silvicultura ou pastagens, exigindo manejo com práticas conservacionistas, incluindo a adoção de sistemas silvipastoris em vez de pastagens extensivas. Quanto à fertilidade natural, mesmo os que possuem alta saturação por bases podem apresentar limitações referentes à disponibilidade de fósforo, quando identificados como perférrico ou férrico, uma vez que os altos teores de óxidos de ferro aumentam o potencial de fixação desse nutriente.

Figura 104. Paisagem de ocorrência de Latossolo Vermelho. Localização: divisa entre os municípios de Cantagalo e Macuco, RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

7.7.3. *Latossolos Vermelho-Amarelos (LVA)*

Os Latossolos Vermelho-Amarelos apresentam cores vermelho-amareladas e amarelo-avermelhadas que os excluem das classes anteriores (Figura 105). São formados a partir de rochas de caráter ácido, predominando granitos e gnaisses, ou sedimentos originados da intemperização dessas rochas. Em geral, são distróficos, com altos teores de alumínio e de textura média a argilosa ou mesmo muito argilosa. Os Latossolos Vermelho-Amarelos encontram-se amplamente distribuídos por todo o estado do Rio de Janeiro, em condições de clima e vegetação bastante distintas, sendo observados tanto em áreas mais secas e de temperaturas mais elevadas, sob floresta subcaducifólia no Norte Fluminense, como em ambientes mais úmidos e de temperaturas amenas, sob floresta perenifólia da região serrana (Figura 106) (CARVALHO FILHO *et al*., 2003). Frequentemente estão associados na paisagem aos Argissolos Vermelho-Amarelos e aos Latossolos Amarelos, diferindo pelo gradiente textural, no caso do Argissolo, e pela declividade menor nos Latossolos Amarelos.

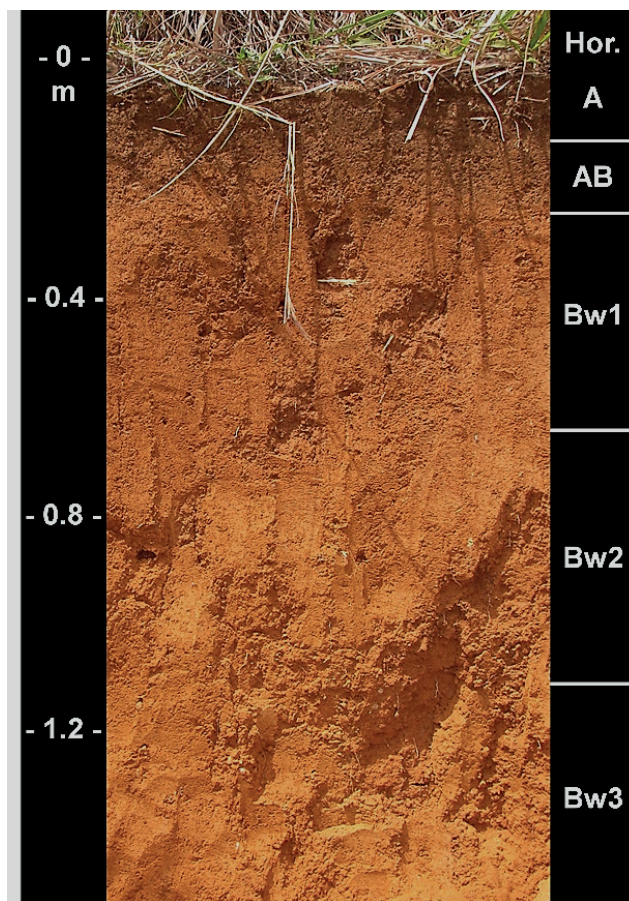



Figura 105. Latossolo Vermelho-Amarelo localizado no município de Nova Friburgo (RJ).

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Figura 106. Área de ocorrência de Latossolo Vermelho-Amarelo, Silva Jardim (RJ).
Foto: Ademir Fontana (Acervo Pessoal).

Nas áreas de relevo ondulado, a baixa fertilidade natural, somada à susceptibilidade à erosão hídrica, limitam seu uso com culturas anuais. Nessa condição, devem ser restritos para culturas perenes, com reduzida ou sem mecanização e adotando práticas conservacionistas, sendo recomendados principalmente para silvicultura, em sistemas agroflorestais e agrosilvopastoril. Quando em relevo forte ondulado e montanhoso, devem ser destinados à preservação ambiental, apesar de ser observado o seu uso com pecuária extensiva, lavouras de café, milho, cana-de-açúcar e olericultura. Algumas dessas lavouras fazem parte dos ciclos históricos da agricultura no estado do Rio de Janeiro após o desmatamento da Floresta Atlântica, os quais, em muitas áreas, levaram à degradação dos solos, com impacto sobre os mananciais hídricos (MENEZES, 2008). Portanto, a preservação dos fragmentos florestais, que ainda existem sobre esses solos, e a recuperação das áreas degradadas constituem recomendações essenciais para a segurança hídrica do estado, pelos impactos negativos da erosão e a sedimentação dos rios para as populações urbanas, além dos riscos de desastres ambientais. O mesmo se aplica a outros solos em condições similares de relevo.

A seguir, serão apresentadas, em caráter ilustrativo, a granulometria e algumas características químicas de horizontes superficiais e subsuperficiais de perfis de solos da Ordem dos Latossolos, no estado do Rio de Janeiro (Tabela 7).

Tabela 7. Características físicas e químicas dos horizontes diagnósticos superficiais e subsuperficiais dos Latossolos.

Classe de Solo	Horizonte	Frações granulométricas			C.org	GF (%)	SB	Valor T	ki
		Areia	Silte	Argila					
		g kg^{-1}					cmol$_c$ kg^{-1} solo		
Latossolo[1] Amarelo	Ap1	700	90	210	12,7	38	3,0	5,6	2,26
	Bw2	460	80	460	9,3	100	0,8	2,7	2,01
Latossolo Vermelho[2]	Ap	510	80	410	30,1	41	0,7	11,6	1,56
	Bw5	350	110	540	3,9	100	0,2	3,7	1,46
Latossolo Vermelho-Amarelo[3]	Ap	550	120	330	10,5	18	0,8	6,5	1,96
	2Bw	380	110	510	1,4	100	0,4	4,3	1,65

[1]Perfil 21, [2]Perfil 22 (CARVALHO *et al.*, 2003); [3]Perfil PRJ1 (EMBRAPA, 1979). C.org. = Carbono orgânico; GF = Grau de floculação; SB = Soma de bases, ki = Constante de intemperização.

7.8 LUVISSOLOS

Os solos da Ordem dos Luvissolos, do latim *luere*, que indica a transloção de argila, são formados a partir dos processos pedogenéticos específicos de eluviação/iluviação ou elutriação, que contribuem para o aumento do conteúdo de argila em subsuperfície (KÄMPF e CURI, 2012). De maneira geral, são pouco expressivos no estado do Rio de Janeiro e ocorrem em ambientes mais secos, nas regiões Norte e Noroeste, onde a vegetação caducifólia (Figura 107) confere pequena proteção ao solo, intensificando a erosão e a consequente remoção seletiva de argila do horizonte superficial (processo de elutriação). Em ambientes mais úmidos, são observados em pequenas manchas, formados a partir de rochas básicas no Médio Vale do Paraíba, em condições topográficas que também favorecem a atuação do processo de elutriação (relevo ondulado e forte ondulado). No estado do Rio de Janeiro, esses solos frequentemente ocorrem associados aos Argissolos Vermelho-Amarelos Eutróficos, diferindo destes pela maior atividade de argila nos Luvissolos.

Quanto à classificação no SiBCS, os Luvissolos são definidos pela presença do horizonte diagnóstico subsuperficial B textural com argila de alta atividade e alta saturação por bases (V% >50) (SANTOS *et al.*, 2018). No segundo nível categórico (subordem), subdividem-se em apenas duas classes: os Luvissolos Crômicos e Luvissolos Háplicos. Entretanto, apenas os Luvissolos Crômicos foram observados no levantamento de solos do estado do Rio de Janeiro.

Figura 107. Floresta tropical caducifólia no município de Italva, RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

7.8.1. Luvissolos Crômicos - TC

São caracterizados pelo predomínio de cores na maior parte do horizonte B com matiz 5YR ou mais vermelho com valor ≥ 3 e croma ≥ 4; ou matiz mais 7,5YR ou 10 YR com valor ≥ 4 e croma ≥ 4; ou matiz mais amarelo que 10 YR, com valor ≥ 5 e croma ≥ 4 (Figura 108).

Os Luvissolos possuem, por conceito, elevada fertilidade natural. No entanto, o acúmulo de argila expressivo no horizonte subsuperficial, em relação ao superficial, torna-os muito susceptíveis à erosão hídrica, especialmente quando estão em relevos declivosos (Figura 109). Em sua maioria, são pouco profundos, o que também intensifica o processo erosivo. Adicionalmente, mesmo em relevos menos declivosos, a presença de argila de alta atividade limita a mecanização e o cultivo, tanto motorizado como por tração animal ou coveamento manual. Têm sido utilizados com pastagens, em geral pouco manejadas e sem práticas conservacionistas, o que leva à sua degradação e perda do alto potencial natural para lavouras anuais ou perenes mais intensificadas. Podem permitir produções elevadas de lavouras perenes e mesmo pastagem, mas com manejo adequado do solo, para o controle da erosão, e da água, uma vez que ocorrem em regiões mais secas do estado do Rio de Janeiro. Recomenda-se o uso com sistemas silvipastoris ou agrossilvicultura.

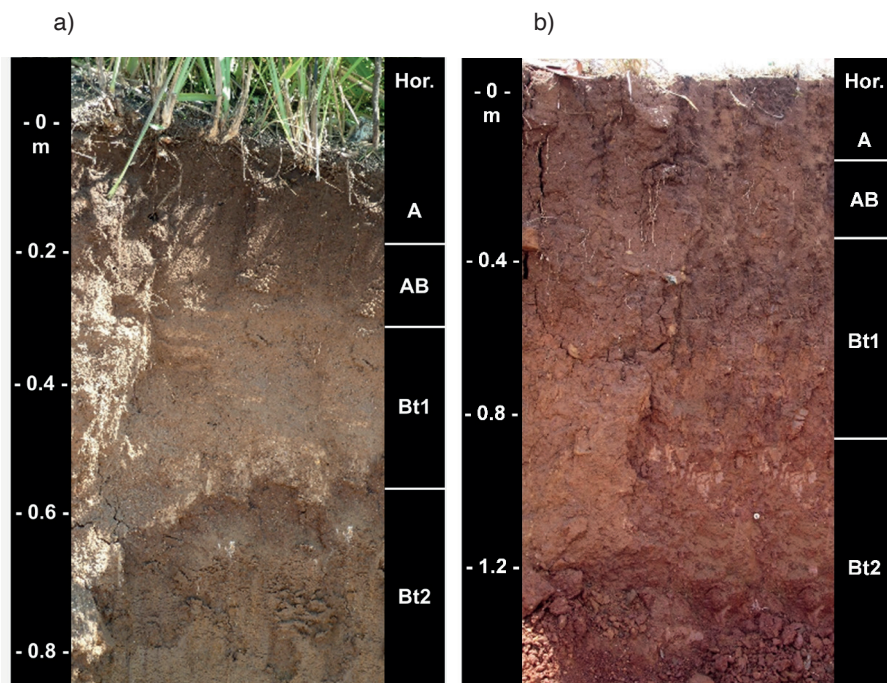



Figura 108. Perfis de Luvissolos Crômicos localizados nos municípios de Rio das Ostras e Italva, RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira.

Figura 109. Área de ocorrência de Luvissolo Crômico, Italva (RJ).

Foto: Marcos Gervasio Pereira.

A seguir, serão apresentadas, em caráter ilustrativo, a granulometria e algumas características químicas de horizontes superficiais e subsuperficiais de perfis de solos da Ordem dos Luvissolos, no estado do Rio de Janeiro (Tabela 8).

Tabela 8. Características físicas e químicas dos horizontes diagnósticos superficiais e subsuperficiais dos Luvissolos.

Classe de Solo	Horizonte	Frações granulométricas			C.org.	SB	Valor T	Al^{+3}
		Areia	Silte	Argila				
		g kg^{-1}				cmol$_c$ kg^{-1} solo		
Luvissolo1 Crômico	A	501	253	246	16,2	12,3	14,3	0,0
	Bt	397	142	461	7,9	18,1	21,5	0,3

[1]Perfil nº26 (CARVALHO FILHO *et al*., 2003). C.org. = Carbono orgânico; SB = Soma de bases.

7.9 NEOSSOLOS

Os solos da Ordem Neossolos, do grego *neo*, novo, conotativo de solos jovens, em início de formação, apresentam pequena alteração em relação ao material de origem do qual foram formados. Possuem baixa intensidade de atuação dos processos pedogenéticos, seja pela maior resistência do material de origem ou condições de clima e/ou relevo que desfavorecem a sua evolução pedogenética. São formados por material mineral ou por material orgânico, com espessura inferior a 20 cm. Caracterizam-se pela ausência de horizonte diagnóstico subsuperficial, possuindo mais comumente sequência de horizontes A-R, A-Cr-R ou A-C (SANTOS *et al*., 2018). Embora seja menos frequente, podem apresentar desenvolvimento de horizonte B, principalmente quando de textura mais argilosa, porém sua espessura não é suficiente para caracterizar um horizonte diagnóstico subsuperficial.

No 2º nível categórico, os Neossolos são divididos em quatro subordens no SiBCS (SANTOS *et al*., 2015) a seguir: Neossolos Litólicos, Neossolos Regolíticos, Neossolos Flúvicos e Neossolos Quartzarênicos. Essas subordens correspondem, parcialmente, às classes identificadas nas legendas de mapas de levantamentos antigos como: Solos Litólicos, Regossolos, Solos Aluviais e Areias Quartzosas, os quais foram agrupados na ordem dos Neossolos, uma vez que em todos esses solos não há expressão de processo pedogenético específico.

7.9.1. Neossolos Litólicos – RL

São caracterizados pela presença do contato lítico ou lítico fragmentário dentro de 50 cm a partir da superfície, apresentando horizonte A ou hístico sobrejacente à rocha ou horizonte C de constituição esquelética (≥ 90% de fragmentos maiores que 2 mm). O horizonte B, se presente, não deve satisfazer a nenhum critério diagnóstico (SANTOS *et al*., 2018).

Portanto, os Neossolos Litólicos são solos rasos, com rochosidade e pedregosidade acentuadas (Figura 110). Ocorrem nas regiões serranas do estado do Rio de Janeiro, nas escarpas da Serra do Mar, associados a afloramentos de rocha e alguns Cambissolos

rasos sob vegetação de Mata Atlântica, em conjunto com vegetação de floresta tropical perenifólia ou, ainda, campo altomontano, como no maciço do Itatiaia (Figura 111). Em áreas de relevo forte ondulado, nas serras de cotas menores, estão comumente associados a Argissolos, com menor profundidade do *solum*, e afloramentos rochosos, normalmente com vegetação subcaducifólia e caducifólia (CARVALHO FILHO *et al*., 2003).

Quanto ao uso agrícola, a sua pequena profundidade leva a uma série de limitações, destacando-se a restrição ao desenvolvimento radicular e a baixa capacidade de armazenamento de água, além da elevada susceptibilidade a erosão hídrica, pela rápida saturação durante a ocorrência das chuvas, acelerando o início do escoamento superficial. Ainda, além do relevo declivoso, a frequência com que ocorrem os atributos pedregosidade e rochosidade impede a sua mecanização. Devido a essa série de limitações, devem ser destinados a áreas de preservação, tendo em vista a alta vulnerabilidade à degradação e o fato de que muitas nascentes de córregos e rios se originam nos locais onde ocorrem esses solos. Portanto, prestam um serviço ambiental de alta relevância para os ecossistemas em geral. Quando em condições de relevo local plano ou suave-ondulado, nos vales, é possível algum tipo de utilização com olericultura ou mesmo plantas medicinais, como observado em municípios da região serrana do estado do Rio de Janeiro. Porém, recomenda-se o uso de sistemas orgânicos, valorizando a produção desses agricultores familiares e evitando a contaminação de mananciais hídricos.

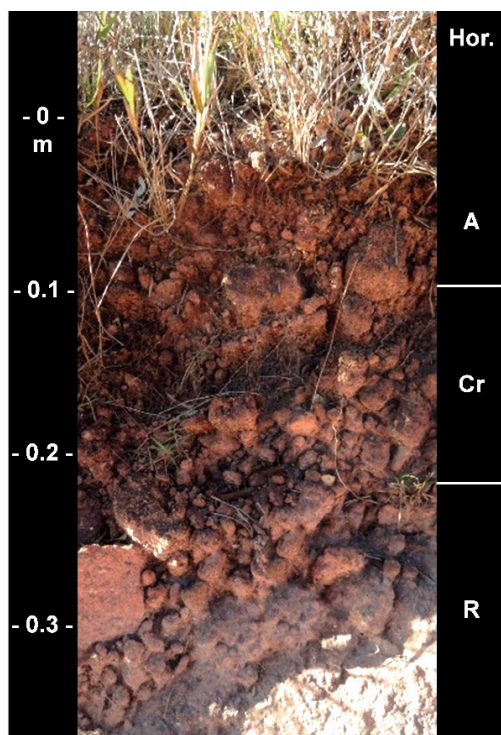



Figura 110. Neossolo Litólico, localizado em Nova Friburgo - RJ.

Foto: Hugo Souza Fagundes (Acervo Pessoal).

Figura 111. Paisagem de ocorrência de Neossolos Litólicos com horizonte O Hístico, Itatiaia, RJ. Foto: Ana Paula Pessim de Oliveira (Acervo Pessoal).

7.9.2. Neossolos Flúvicos – RY

Os Neossolos Flúvicos (Figura 112) são solos formados a partir de sedimentos aluviais e apresentam camadas estratificadas com distribuição errática de granulometria, identificada principalmente pela relação areia fina/areia grossa (AF/AG) e do conteúdo de carbono orgânico, atributos estes que identificam o caráter flúvico (SANTOS *et al*., 2018). Ocorrem em áreas próximas aos rios, nas planícies fluviais (ou afastadas, mas que ocorriam nesse ambiente em paisagens pretéritas). Nos períodos chuvosos e com o eventual transbordamento da água no leito dos rios, sedimentos de natureza diversa são depositados nas suas margens e, em função da intensidade para além delas, formam diques ou terraços fluviais.

As áreas contínuas mais extensas são na Baixada Campista e nas planícies próximas à costa litorânea. Nesse caso, podem apresentar caráter solódico ou sódico, ocorrem sob vegetação de floresta perenifólia ou subperenifólia de várzea, estando comumente associados a Gleissolos e Cambissolos Flúvicos (CARVALHO FILHO *et al*., 2003). No interior do estado, possuem menor expressão geográfica, sendo normalmente

observados nas planícies fluviais do Rio Paraíba do Sul, próximo a Resende ou do Rio Soberbo, em Guapimirim (Figura 113).

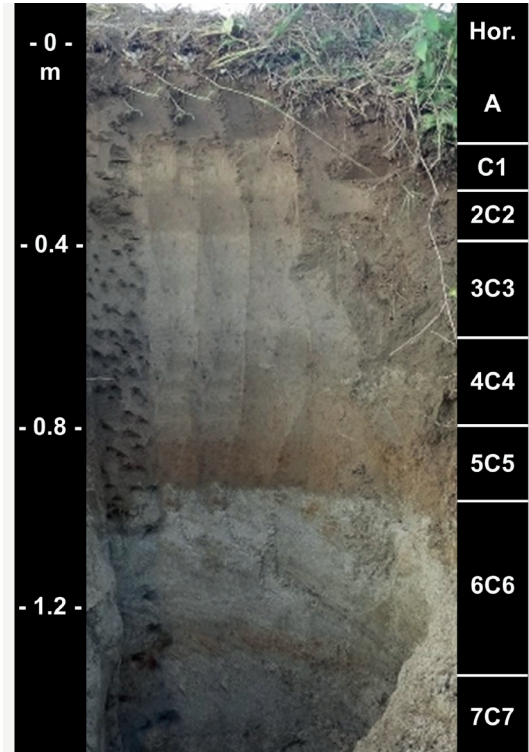



Figura 112. Neossolo Flúvico, localizado no município de Guapimirim - RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Figura 113. Paisagem de ocorrência de Neossolo Flúvico, localizado em Guapimirim- RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

As condições de drenagem variam de imperfeita a moderadamente drenada, podendo ocorrer horizonte glei em maior profundidade, indicando a sazonalidade dos riscos de inundação e o lençol freático mais elevado nesses períodos. Apesar de apresentar alguma restrição de drenagem e possuir fertilidade natural variável, em função da fonte dos sedimentos, o relevo plano favorece a sua utilização agrícola, especialmente para

produtores familiares. São observados vários tipos de cultivos nos Neossolos Flúvicos, tais como olericultura, lavouras anuais e fruticultura (espécies de sistema radicular superficial ou tolerantes ao encharcamento eventual), além de cana-de-açúcar e pastagens. Entretanto, quando inseridos dentro dos limites estabelecidos, como de mata ciliar, devem ser destinados, por lei, para APPs, o que deve ser reforçado pela sua importância para preservação dos mananciais, sendo uma questão de segurança hídrica para o estado do Rio de Janeiro.

7.9.3. Neossolos Regolíticos – RR

Solos sem contato lítico ou lítico fragmentário dentro de 50 cm a partir da superfície, apresentando horizonte A ou hístico sobrejacente a horizonte C ou Cr (Figura 114). Admite-se a presença de horizonte B, desde que não satisfaça nenhum critério para horizonte diagnóstico subsuperficial (SANTOS *et al*., 2018). Apresentam 4% ou mais de minerais primários facilmente intemperizáveis na fração areia (Figura 114) e/ou 5% ou mais do volume da massa do horizonte C ou Cr de rocha semi-alterada, ambos dentro de 150 cm a

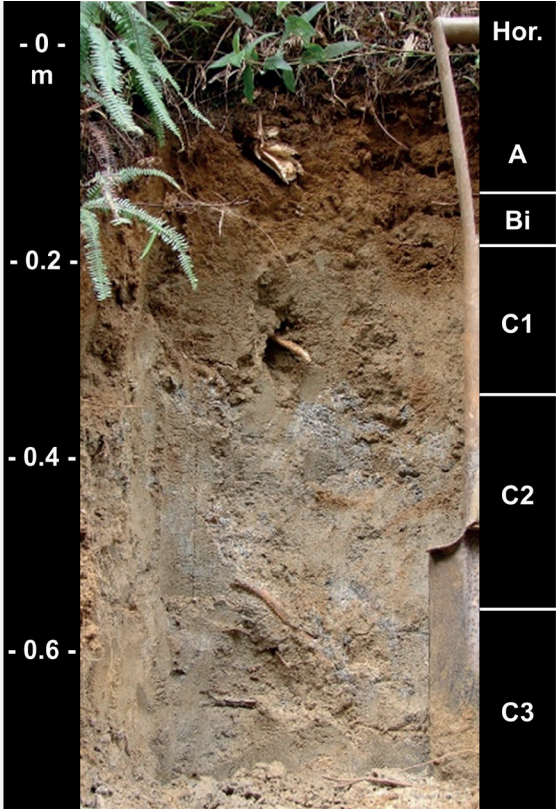



Figura 114. Neossolo Regolítico, localizado em Nova Friburgo - RJ.

Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Os Neossolos Regolíticos ocorrem em áreas reduzidas do estado do Rio de Janeiro. Destaque para o município de Cabo Frio, onde ocorrem em relevo forte ondulado ou montanhoso, sob vegetação nativa de floresta caducifólia intermediária para caatinga hipoxerófila, relacionados ao intemperismo de gnaisses pré-cambrianos da Unidade Búzios, que são intercalados por diques de diabásio (CARVALHO FILHO *et al.*, 2003). Em geral, estão associados na paisagem aos Neossolos Litólicos e Cambissolos Háplicos, sendo componentes secundários de unidades de mapeamento.

Os Neossolos Regolíticos ocorrem no sopé de encostas com declive variável, em condições de drenagem moderada, sendo formados a partir de sedimentos coluviais de textura arenosa cascalhenta, sobrepostos ao material de alteração da rocha, sendo comum a presença de pedregosidade, o que é limitante para a mecanização. O predomínio da textura arenosa confere baixa capacidade de armazenamento de água e de retenção de cátions (CTC), o que também intensifica a perda de nutrientes. As condições de relevo e a menor profundidade do solo aumentam a intensidade dos processos erosivos, o que, somadas à frequente ocorrência de rochosidade e pedregosidade, torna muito difícil o uso agrícola desses solos, sendo comumente destinados à preservação da vegetação nativa (CARVALHO FILHO *et al.*, 2003).

7.9.4. Neossolos Quartzarênicos – RQ

Solos sem contato lítico dentro de 50 cm de profundidade, a partir da superfície e com textura nas classes areia ou areia franca até, no mínimo, 150 cm do perfil, com predomínio de minerais de quartzo na fração areia (SANTOS *et al.*, 2018) (Figura 115).

Os Neossolos Quartzarênicos são formados a partir de sedimentos eólicos arenosos, depositados em ambientes de dunas e cordões arenosos costeiros e restingas ou, ainda, a partir de sedimentos fluviais mais arenosos (ver Cap. 2). Ocorrem predominantemente na planície litorânea da Região dos Lagos e na Restinga da Marambaia no município do Rio de Janeiro, além da Baixada Campista e no delta do Rio Paraíba do Sul, no Norte Fluminense, em relevo plano a suave-ondulado. Frequentemente, estão associados aos Espodossolos ou ao tipo de terreno - dunas, e a vegetação natural é a de campo de restinga e arbóreo arbustiva. Sua importância na proteção de zonas costeiras e de espécies endêmicas, comumente observadas sobre esses solos no ambiente de restinga, é notável como função ecossistêmica, se comparada a eventual retorno econômico pelo uso agrícola no estado do Rio de Janeiro. Por essas razões, devem ser destinados para APPs, pela legislação ambiental.

Figura 115. Neossolo Quartzarênico, Pinheiral - RJ.
Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

As principais limitações agrícolas estão associadas à textura muito arenosa, conferindo limitações tanto do ponto de vista da fertilidade, devido ao alto potencial de lixiviação, quanto pela deficiência de água, pela baixa capacidade de armazenamento de água. Adicionalmente, a textura muito arenosa, além de conferir baixa capacidade de suporte para plantas de maior porte, reduz o rendimento das máquinas agrícolas. A incidência de ventos de alta intensidade na região litorânea aumenta ainda mais o potencial de erosão eólica, a qual é um processo natural na formação desses solos.

Quando os Neossolos Quartzarênicos não estão inseridos em áreas de restinga e dunas litorâneas ou de mata ciliar, ou seja, em APPs, podem ser utilizados com algumas frutíferas, como o coco, caju e abacaxi, exigindo, porém, fornecimento de água via irrigação localizada (ex. microaspersores) e manejo da matéria orgânica e da adubação, para reduzir a perda de nutrientes e manter a umidade do solo. Portanto, exige-se maior investimento e conhecimento técnico para uso agrícola desses solos.

A seguir, serão apresentadas, em caráter ilustrativo, a granulometria e algumas características químicas de horizontes superficiais e subsuperficiais de perfis de solos da Ordem dos Neossolos, no estado do Rio de Janeiro (Tabela 9).

Tabela 9. Características físicas e químicas dos horizontes diagnósticos superficiais dos Neossolos.

Classe de Solo	Horizonte	Frações granulométricas			C.org.	GF (%)	SB	Valor T	pH
		Areia	Silte	Argila					
		g kg^{-1}					cmol$_c$ kg^{-1} solo		
Neossolo Litólico[1]	A	650	210	140	15,0	57	2,6	8,7	5,4
Neossolo Regolítico[2]	A	400	230	370	16,2	54	30,3	31,7	6,8
	C	510	230	260	5,1	50	30,8	30,8	7,4
Neossolo Flúvico[3]	Ap	287	424	289	32,5	36	3,0	13,9	4,8
	3C2	801	138	61	5,6	100	0,9	5,5	5,1
Neossolo Quartzarênico[4]	A	907	73	20	2,5	0	0,8	1,6	-
	C2	906	74	20	0,4	0	0,2	0,5	-

[1]Perfil GB 55 (EMBRAPA, 1980); [2]Perfil 31, [3]Perfil 30 e [4]Perfil 32 (CARVALHO FILHO *et al*., 2003).
C.org. = Carbono orgânico; GF = Grau de floculação; SB = Soma de bases.

7.10 NITOSSOLOS

Os solos da Ordem dos Nitossolos, do latim "*nitidus*", fazendo referência às superfícies brilhantes, são caracterizados pelos processos pedogenéticos específicos de eluviação/iluviação de argila (SANTOS *et al*., 2018). Ocorrem no estado do Rio de Janeiro em áreas de relevo que variam de ondulado a forte ondulado, sob vegetação original de floresta tropical subcaducifólia. São caracterizados pela textura argilosa ou muito argila em todo o perfil, estrutura bem desenvolvida e expressiva cerosidade (Figura 116a) decorrente do recobrimento dos agregados nos horizontes subsuperficiais pela argila iluviada. Em estudos micromorfológicos, essa característica é identificada pelas feições de preenchimentos e revestimentos texturais (Figura 116b).

a) b)

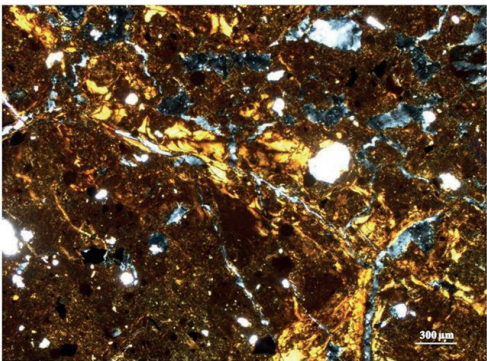



Figura 116. Atributo morfológico de cerosidade (a); e preenchimentos e revestimentos texturais em horizonte B nítico (b).

Fotos: Marcos Gervasio Pereira e Adailde do Carmo Santos (Acervo Pessoal).

Os Nitossolos são solos profundos, bem fortemente drenados, caracterizados pela presença do horizonte diagnóstico subsuperficial B nítico, que recebe também o sufixo t, e apresenta evidência de iluviação de argila expressa pelo atributo cerosidade, que deve ser, no mínimo, comum e moderada. O horizonte B nítico possui argila de atividade baixa ou alta atividade, desde que os teores de alumínio sejam suficientes para identificação do caráter alumínico (SANTOS *et al*., 2018). Apresentam teores de argila ≥350 g kg^{-1}, inclusive no horizonte A, além da ausência de policromia, ou seja, a variação da cor em profundidade é muito pequena, quando comparada aos horizontes diagnósticos superficiais e subsuperficiais.

No 2º nível categórico, os Nitossolos são divididos em três subordens no SiBCS (SANTOS *et al*., 2015) a seguir: Nitossolos Brunos, Nitossolos Vermelhos e Nitossolos Háplicos. Todas as subordens são observadas no estado do Rio de Janeiro, porém, ocorrem em pequenas áreas e, geralmente, como segundo componente nas unidades de mapeamento dos levantamentos de solos em escalas menores.

7.10.1. Nitossolos Brunos - NB

Os Nitossolos Brunos são caracterizados pela presença do caráter retrátil no perfil de solo e do horizonte A húmico ou teores de carbono orgânico de, no mínimo, 10 g kg^{-1} até os 40 cm de profundidade (Figura 117).

Apresentam-se na parte superficial do horizonte B, incluindo o transicional BA cores brunadas, predominando matiz 7,5 YR ou mais amarelo, com valor menor ou igual a 4 e croma menor ou igual a 6 na amostra de solo úmida. São também inseridos nessa classe os solos com matiz 5,0 YR na parte superior do horizonte B (incluindo o BA), desde que a cor da amostra úmida tenha valor menor ou igual a 4 e croma menor que 6. Estão associados, em outras regiões do Brasil, a clima subtropical ou condições de relevo e altitude que favoreçam menores temperaturas, propiciando o acúmulo de matéria orgânica que contribui para a formação da goethita, que confere ao solo as cores brunadas.

No estado do Rio de Janeiro, os Nitossolos Brunos têm ocorrência pontual, associados a rochas de caráter básico ou sedimentos produzidos a partir do intemperismo destas. Localizam-se em relevos movimentados e, por essa razão, são destinados ao uso com lavouras perenes ou a preservação.

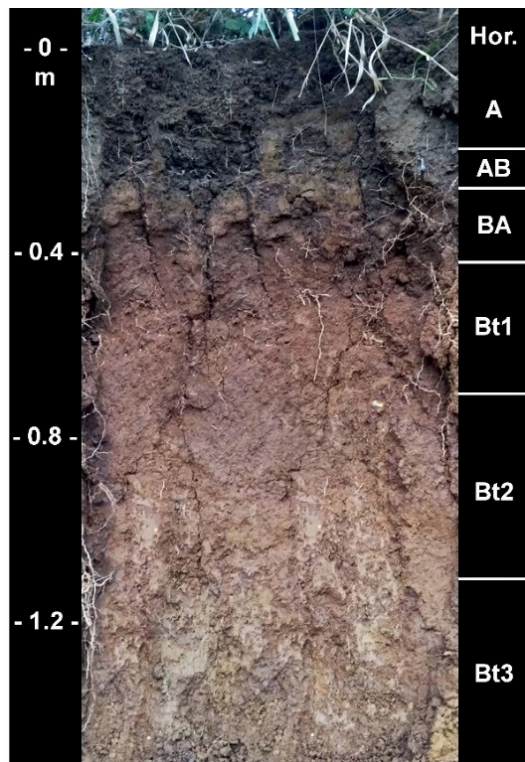



Figura 117. Perfil de Nitossolo Bruno distrófico típico em Pinheiral - RJ.
Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

7.10.2. Nitossolos Vermelhos - NV

Os Nitossolos Vermelhos possuem cores de matiz 2,5YR ou mais vermelhas na maior parte dos primeiros centímetros do horizonte B (Figura 118). São formados principalmente a partir de rochas de caráter básico ou sedimentos produzidos a partir do intemperismo destas. A área de ocorrência mais expressiva desses solos localiza-se no Noroeste Fluminense, em relevo acidentado (Figura 119), comumente associados aos Argissolos Vermelhos (CARVALHO FILHO *et al.*, 2003).

Quanto à aptidão agrícola, as principais limitações de uso estão relacionadas ao relevo ondulado e forte ondulado, acarretando impedimentos à mecanização e aumentando a susceptibilidade à erosão hídrica. É comum a observação de sulcos de erosão e mesmo voçorocas e ravinas nesses solos (Figura 119), principalmente nas áreas de pastagem. Podem ser utilizados para lavouras perenes e silvicultura, ou mesmo pastagens em sistemas silvipastoris. Em geral, possuem menores limitações quanto à fertilidade que os Argissolos e Latossolos. Porém, o seu manejo requer mais cuidados quanto aos riscos de compactação pela textura mais argilosa no horizonte superficial.

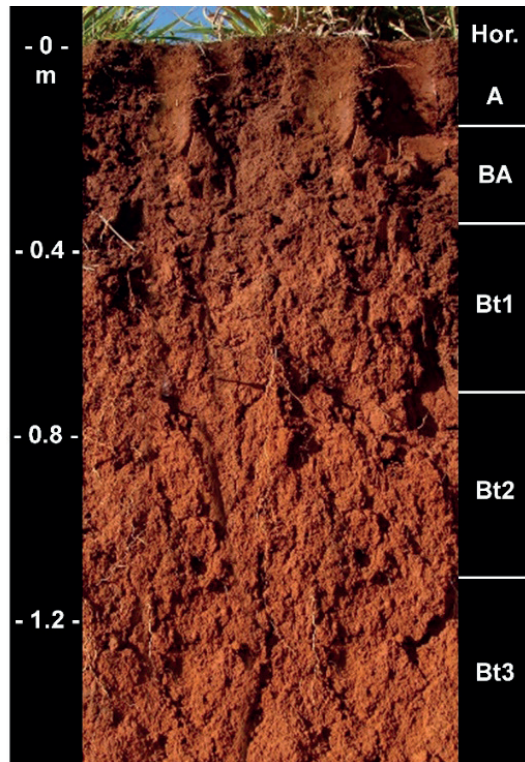



Figura 118. Perfil de Nitossolo Vermelho localizado em Itaperuna - RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Figura 119. Paisagem de ocorrência de Nitossolo Vermelho, Itaperuna (RJ).

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

7.10.3. Nitossolos Háplicos - NX

Nitossolos Háplicos são solos que não se enquadram nas classes anteriores (Figura 120). São pouco frequentes no estado do Rio de Janeiro, tendo sido identificados apenas como inclusão em áreas de domínio de Argissolos Vermelho-Amarelos ou Amarelos, em relevo forte ondulado, sob vegetação original de floresta subcaducifólia (CARVALHO FILHO *et al*., 2003).

Quanto à aptidão agrícola, as principais limitações de uso estão relacionadas ao relevo ondulado e forte ondulado em que os Nitossolos são observados, dificultando as operações de mecanização e aumentando a susceptibilidade à erosão hídrica. Ainda, a textura argilosa a muito argilosa – consequentemente, com menor volume de macroporos - pode reduzir a percolação da água, aumentando o escoamento superficial, intensificando a atuação dos processos erosivos.

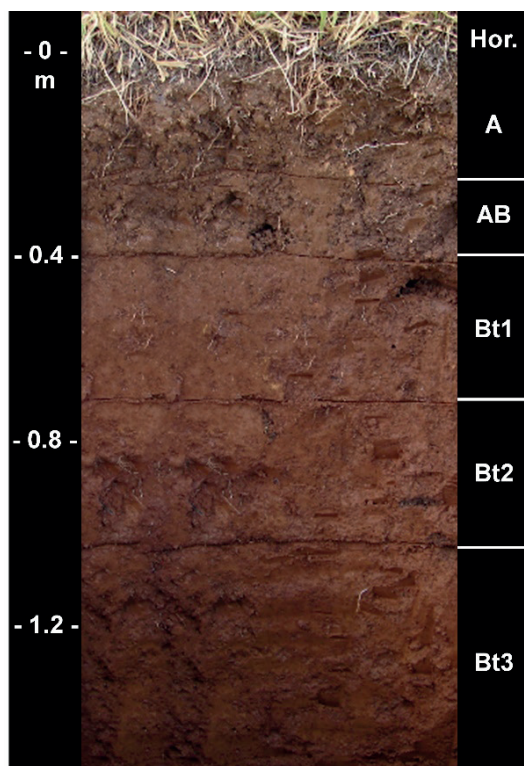



Figura 120. Perfil de Nitossolo Háplico localizado em Pinheiral - RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

A seguir, serão apresentadas, em caráter ilustrativo, a granulometria e algumas características químicas de horizontes superficiais e subsuperficiais de perfis de solos da Ordem dos Nitossolos, no estado do Rio de Janeiro (Tabela 3).

Tabela 10. Características físicas e químicas dos horizontes superficiais e subsuperficiais dos Latossolos.

Classe de Solo	Horizonte	Frações granulométricas			C.org.	GF (%)	SB	Valor T	pH
		Areia	Silte	Argila					
		g kg^{-1}					cmol$_c$ kg^{-1} solo		
Nitossolo Vermelho[1]	A	270	280	16	17,4	16	18,4	18,4	7,6
	2Bt2	240	140	10	4,3	10	7,4	8,5	6,6
Nitossolo Háplico[2]	Ap	346	201	35	22,1	35	9,1	11,9	6,6
	Bt2	185	124	98	2,8	98	5,0	7,7	5,8

[1]Perfil PRJ4 (EMBRAPA, 1979); [2] Perfil T1P4 (SANTOS *et al.*, 2008). C.org = Carbono orgânico; GF = Grau de floculação; SB = Soma de bases.

7.11 ORGANOSSOLOS

Os solos da Ordem Organossolos, do grego “organikós”, conotativo de solos com maior influência dos constituintes orgânicos sobre as propriedades edáficas, são formados a partir de depósitos de materiais orgânicos vegetais, em graus variáveis de transformação, em mistura com materiais minerais. A acumulação de matéria orgânica ocorre em condições de drenagem restrita e/ou baixas temperaturas, ambas contribuindo para redução da atividade biológica na decomposição dos resíduos vegetais. Em condições de drenagem restrita, a formação desses solos ocorre em duas etapas: a primeira, com a acumulação de material orgânico (terrestrialização), e a segunda, pela transformação/diferenciação do material orgânico (paludização) (KÄMPF e CURI, 2012) (Figura 121). O horizonte superficial é identificado pelo símbolo H, que expressa as condições de hidromorfismo.

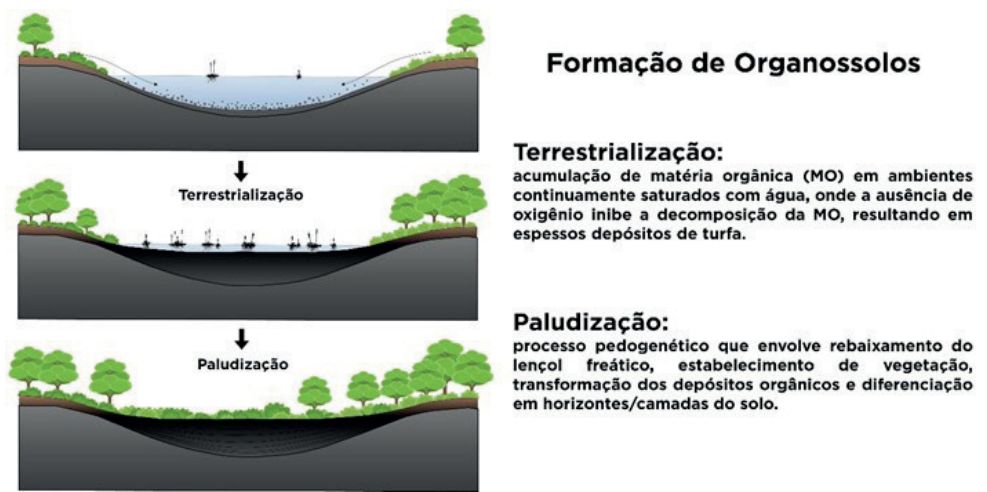



Figura 121. Etapas na formação de Organossolos em condições de hidromorfismo.

Fonte: Silva Neto *et al.* (2019).

Os Organossolos formados em condições de drenagem livre, cujo horizonte superficial é identificado pelo símbolo O, ocorrem no estado do Rio de Janeiro em ambientes altomontanos. Nessa condição, o principal mecanismo de formação é a adição de resíduos vegetais, sendo fatores determinantes a composição florística (organismos) e o clima úmido com temperaturas mais baixas, influenciadas pela condição de elevada altitude (PEREIRA *et al*., 2005).

No SiBCS, os Organossolos são caracterizados pela presença do horizonte diagnóstico superficial hístico (teor de carbono orgânico total ≥ 80 g kg^{-1}) com espessura mínima de 40 cm; quando o material orgânico se apresenta pouco decomposto, a espessura mínima passa a ser de 60 cm; e, quando sobrejacente a um contato lítico, a espessura mínima é de 20 cm.

No 2º nível categórico, os Organossolos são divididos em três subordens no SiBCS (SANTOS *et al*., 2015) a seguir: Organossolos Tiomórficos, Organossolos Fólicos e Organossolos Háplicos. Os critérios de diferenciação dos Organossolos, no 3º nível categórico (grande grupo), levam em conta o grau de decomposição da matéria orgânica, sendo classificados como fíbricos, hêmicos ou sápricos. Os materiais fíbricos são aqueles que apresentam o menor grau de decomposição e elevado conteúdo de fibras vegetais. Os hêmicos possuem grau intermediário e, por fim, os sápricos possuem estágio avançado de decomposição, com baixos teores de fibras e predomínio de material humificado. Maiores informações sobre os métodos e critérios de avaliação são apresentados no SiBCS (SANTOS *et al*., 2018).

7.11.1. Organossolos Tiomórficos – OJ

Os Organossolos Tiomórficos caracterizam-se pela presença de horizonte sulfúrico e/ou materiais sulfídricos dentro de 100 cm a partir da superfície do solo (Figura 122). Esses solos são formados em ambientes de restrições a drenagem e que são ou foram submetidos à influência de adição de sulfatos através das marés, pelo contato da água do mar com o lençol freático, nas regiões costeiras (Figura 123).

Nos Organossolos Tiomórficos, além da atuação do processo de paludização, ocorrem os processos pedogenéticos de sulfidização e sulfurização (FANNING e FANNING, 1989; KÄMPF e CURI, 2012). Na primeira etapa, a atividade biológica em ambiente anaeróbico reduz os sulfatos a sulfetos que se ligam ao Fe^{+2} formando os sulfetos de ferro (pirita), sendo essa etapa definida como sulfidização. Posteriormente, em função da melhoria das condições de drenagem, ocorre a oxidação da pirita, levando à formação da jarosita, associada à formação de ácido sulfúrico (H_2SO_4). A dissociação desse ácido promove forte redução do pH (valores da ordem de 3,5 ou inferiores), sendo essa etapa denominada de sulfurização. Cabe destacar a influência dos organismos nesse processo, sendo na primeira etapa (sulfidização) a ação de bactérias como *Desulfovibrio desulfuricans,* e na segunda, (sulfurização) bactérias do tipo *Thiobacillus*.

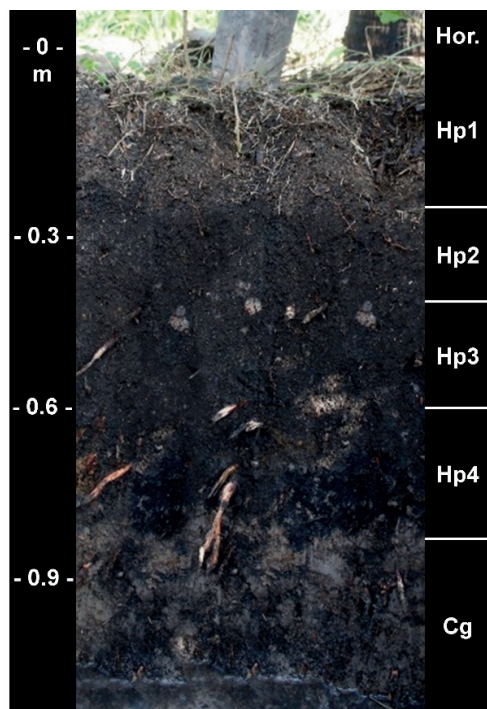



Figura 122. Perfil de Organossolo Tiomórfico em Santa Cruz - RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Figura 123. Área de Organossolo Tiomórfico em Santa Cruz - RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Os Organossolos Tiomórficos estão associados aos Gleissolos Tiomórficos e Gleissolos Sálicos, nas planícies litorâneas e nos deltas dos rios São João e do Rio Paraíba do Sul, na Baixada Fluminense, e nas margens da Baía de Sepetiba e da Baía de Guanabara (cidades do Rio de Janeiro e Magé). Possuem grande influência de sedimentos marinhos e têm como vegetação original os manguezais e campos halófilos. Essas áreas devem se constituir em áreas de proteção permanente (APPs), uma vez que, além das restrições da legislação ambiental, têm limitações ao uso agrícola muito fortes devido à presença de enxofre e do horizonte sulfúrico e os altos teores de sais. Por outro lado, como já discutido nos Gleissolos Tiomorficos, esses solos fornecem valiosos serviços ecossistêmicos na proteção de ecossistemas essenciais para a vida terrestre e marinha, além dos estoques de carbono significativos (ROVAI *et al.*, 2022).

7.11.2. Organossolos Fólicos – OO

Solos que estão saturados por água por, no máximo, 30 dias consecutivos ao ano, durante o período mais chuvoso (Figura 124). Apresentam horizonte O hístico originado de acumulação de folhas, galhos finos, raízes, cascas de árvores e outros materiais vegetais em diferentes graus de decomposição, sobrejacente a contato lítico (rocha) ou ocupando os interstícios de material constituído de fragmentos de rocha (cascalhos, calhaus e matacões).

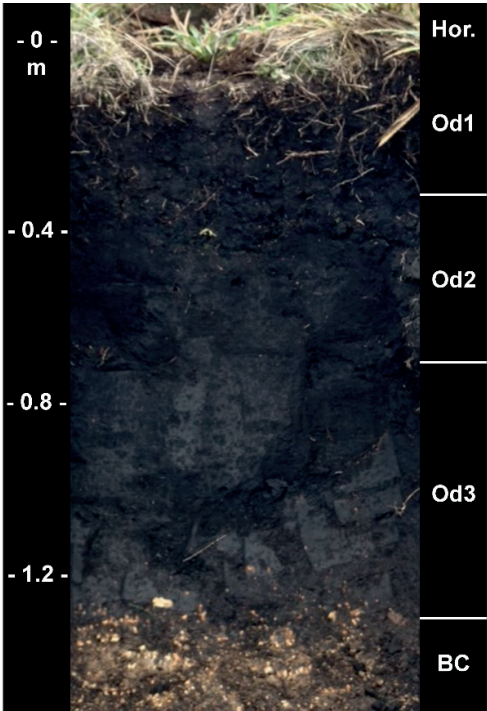



Figura 124. Perfil de Organossolo Fólico no Parque Nacional de Itatiaia, Itatiaia - RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Em geral, localizam-se em ambientes úmidos e altomontanos, sendo observados no estado do Rio de Janeiro, principalmente no Parque Nacional de Itatiaia (PNI) (Figura 125). Esses solos ocorrem em áreas de alta fragilidade ambiental e não devem ser utilizados para agricultura, pois têm destacada importância ecológica. Além de local de vida de espécies endêmicas, como nos campos de altitude no PNI, constituem-se em reservatórios de carbono orgânico e de água, a partir dos quais se originam rios importantes para o estado, incluindo afluentes para o Paraíba do Sul. Portanto, sua preservação é também uma prioridade para a segurança hídrica do estado do Rio de Janeiro e as áreas de ocorrência desse solo devem constituir-se em APPs.

Figura 125. Área de ocorrência de Organossolos Fólicos, Itatiaia (RJ).
Roger Mejia (Acervo Pessoal).

7.11.3. Organossolos Háplicos – OX

Esta subordem compreende os Organossolos que não apresentam características distintivas ou extraordinárias que permitam enquadrá-los nas classes anteriores (Figura 126). Ocorrem em áreas de relevo plano e em várzeas úmidas, tendo o horizonte hístico H sobreposto ao horizonte diagnóstico subsuperficial glei, com vegetação original de floresta tropical de várzea ou campos higrófilos. Comparada às anteriores, nessa classe de solo é possível o uso agrícola, com as devidas práticas conservacionistas e o manejo adequado da drenagem. Também podem ser utilizados com lavouras adaptadas às condições de encharcamento (Figura 127).

Apesar da grande diversidade de atributos químicos e físicos, esses solos apresentam, no estado do Rio de Janeiro, potencial para culturas como hortaliças, plantas

ornamentais e algumas lavouras anuais, que podem se beneficiar do mercado consumidor mais próximo da área de produção, devendo ser priorizados os modelos de agricultura familiar. A sua drenagem excessiva pode resultar na diminuição do volume do solo e decomposição acelerada da matéria orgânica, processo denominado de subsidência. Do ponto de vista da fertilidade, grande parte dos métodos analíticos para a determinação de nutrientes e/ou elementos tóxicos foram desenvolvidos para solos minerais, o que, por vezes, pode resultar em recomendações de elevadas quantidades de calagem e adubação sem respostas de produtividade. Adicionalmente, a adubação nitrogenada para esses solos pode levar a grandes perdas desse nutriente por desnitricação, com impacto sobre as emissões de gases de efeito estufa (GEEs), tendo em vista que os altos teores de matéria orgânica intensificam a atividade biológica na imobilização de nitrogênio.

Como os demais Organossolos, representam importante "*hotspot*" para o armazenamento de carbono orgânico e água. Portanto, o manejo adequado para prevenir o aumento da emissão de GEEs e preservar recursos hídricos se constitui em aspecto relevante em programas de incentivo ao seu uso agrícola pelo estado do Rio de Janeiro, priorizando a sua preservação.

Figura 126. Perfil de Organossolo Háplico em Santa Cruz, Município do Rio de Janeiro - RJ.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Figura 127. Área de ocorrência de Organossolo Háplico, Município de Guapimirim, Rio de Janeiro - RJ.

Foto: Andressa Rosa de Menezes (Acervo Pessoal).

A seguir, serão apresentadas, em caráter ilustrativo, algumas características químicas e da matéria orgânica de horizontes superficiais e subsuperficiais de perfis de solos da Ordem dos Organossolos, no estado do Rio de Janeiro (Tabela 11).

Tabela 11. Características químicas e da matéria orgânica dos horizontes diagnósticos superficiais dos Organossolos.

Classe de Solo	Horizonte	Matéria Orgânica				SB	Valor T	H^+
		Van Post		MO	MM			
		Índice	Material	g kg^{-1}		cmol$_c$ kg^{-1} solo		
Organossolo Tiomórfico[1]	Hd1	H9	sáprico	304,2	695,8	17,91	31,66	13,55
Organossolo Fólico[2]	O	H7	sáprico	234,0	57,25	1,5	48,22	46,74
Organossolo Háplico[3]	Hdp1	H8	sáprico	214,7	785,3	13,55	29,20	15,05

[1] Perfil P1 e [3] Perfil 6 (SANTOS *et al.*, 2020); [2]Perfil 3 (SILVA NETO *et al.*, 2018). MO -= Material orgânico; MM = Material mineral; SB = Soma de bases.

7.12 PLANOSSOLOS

Os solos da Ordem Planossolos, do latim *planus*, plano, conotativo de solos desenvolvidos em planícies ou depressões com encharcamento estacional, ocorrem, principalmente, nas posições de terço inferior da paisagem ou em planícies fluviais, com melhor drenagem que os Gleissolos. No SiBCS, os Planossolos são caracterizados pela presença do horizonte diagnóstico subsuperficial B plânico, no qual se observa uma grande mudança no teor de argila em curta distância; a maioria possui mudança textural abrupta (SANTOS *et al.*, 2018). Devido a esse aumento no conteúdo de argila em profundidade e/ou a sequência com horizonte eluvial (E), o horizonte subsuperficial recebe o sufixo t, apresentando, assim, sequência de horizontes: A-Bt-C ou, mais comumente, A-E-Bt. As cores pálidas - com matizes amarelados e cromas baixos - do horizonte plânico se devem à condição de drenagem imperfeita e à baixa permeabilidade à água, devido à mudança textural abrupta. Por vezes, também ocorrem cores mosqueadas ou variegadas (Figura 128).

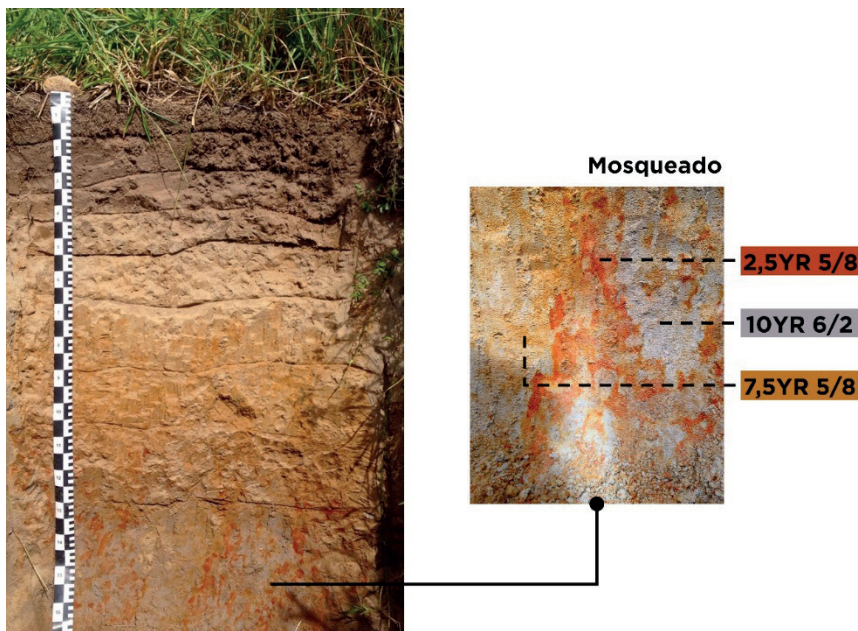



Figura 128. Perfil de Planossolo Háplico com padrão de cores mosqueado decorrente da drenagem imperfeita do perfil.

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Os Planossolos são formados pela atuação dos processos pedogenéticos específicos de lessivagem, leucinização e ferrólise, que, por sua vez, atuam em conjunto. A lessivagem (do francês *lessive*, lavado) (KÄMPF e CURI, 2012) é um processo que conduz a formação de horizonte subsuperficial de acúmulo de argila, devido à intensa translocação de partículas

mais finas. Nesse processo, as partículas de argila dispersas nos horizontes superficiais - seja por processos mecânicos, como destruição dos agregados, ou químicos, por ação do sódio ou ácidos orgânicos - são transportadas pela água e depois depositadas em subsuperfície. Essa deposição da argila ocorre por vários motivos, entre eles, cessamento do fluxo de água, floculação ou obstrução dos poros. A intensa translocação de argila, na maioria das vezes, é facilitada pela natureza do material de origem, em que os sedimentos arenosos depositados no terço inferior da paisagem, com o predomínio de macroporos, facilitam o fluxo da água no horizonte superficial (A).

A translocação de argila favorece, também, a atuação do processo pedogenético de leucinização, com a remoção dos agentes pigmentantes (óxidos de ferro e matéria orgânica), levando à formação de horizonte de cores mais claras e/ou textura mais arenosa quando comparado ao superficial, que é identificado como eluvial (E).

A condição de drenagem imperfeita pode levar à ocorrência do processo de ferrólise (quebra por meio do ferro) (BRINKMAN, 1979). Em função da baixa permeabilidade à água no perfil, nos períodos de maior precipitação pluviométrica, forma-se uma zona saturada, por vezes identificada como “lençol freático suspenso”, acima do horizonte plânico. Nessa condição de anaerobiose, o ferro passa para a sua forma reduzida, deslocando os cátions que estão adsorvidos na superfície das argilas para a solução do solo, sendo estes posteriormente lixiviados. Quando são restabelecidas as condições de oxidação, em função do rebaixamento do “lençol freático suspenso”, parte do ferro precipita na forma de óxidos, liberando o hidrogênio, que fica, então, retido na superfície das argilas, promovendo um ataque ácido e, consequentemente, a destruição dos argilominerais dos horizontes superficiais e o espessamento do horizonte E (Figura 129).

Estudando Planossolos localizados numa topossequência em Seropédica, RJ, Silva *et al*. (2001) verificaram que a superfície côncava na qual os perfis estavam localizados favoreceu a infiltração de maior volume de água, contribuindo para a eluviação de argila dos horizontes superficiais, o que levaria à formação inicial de um horizonte B textural. Entretanto, a drenagem imperfeita e a ocorrência sazonal de uma zona saturada na transição entre os horizontes E e B propiciaram a formação do horizonte B plânico, diante das condições alternadas de oxidação e redução. Os autores também observaram que a remoção de argilas por erosão seletiva foi suficiente para concentrar o material mais grosso (arenoso) na superfície do solo. Dessa forma, a variação de granulometria e a formação do horizonte E, nos perfis estudados, resultam de diferenças na granulometria dos sedimentos e foram acentuadas pelos processos de destruição de argila nos horizontes superficiais, como o da ferrólise, sendo também identificada a presença de fragipã nesse Planossolo.

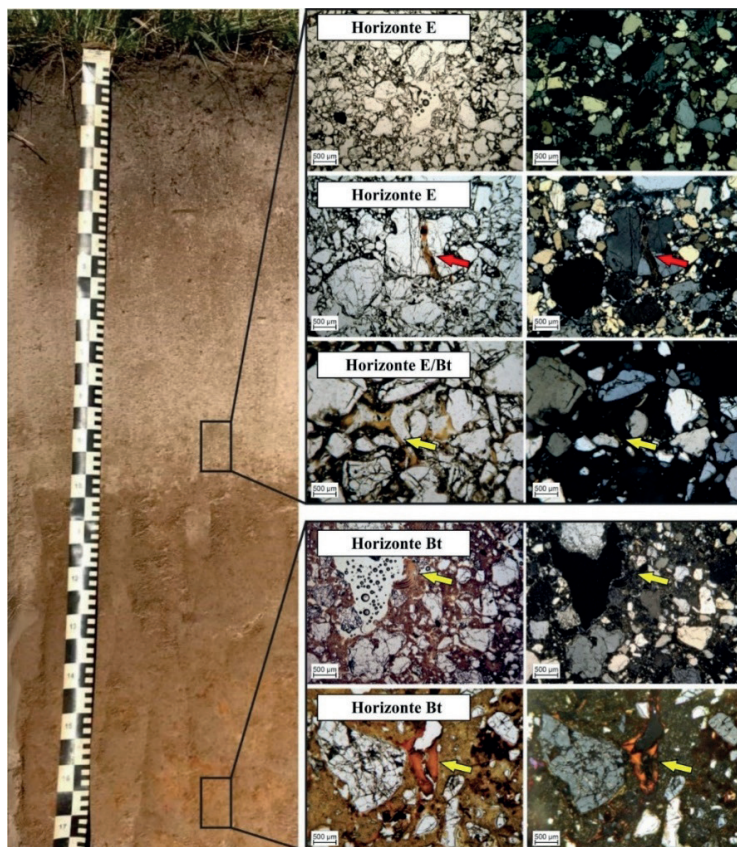



Figura 129. Microfotografias de seções delgadas evidenciando a degradação de micronódulos de ferro no horizonte E (ferrólise) (seta vermelha) e revestimentos de argila no horizonte Bt (setas amarelas) em Planossolo Háplico no município de Seropédica, RJ.

No 2º nível categórico, os Planossolos são divididos em apenas duas subordens no SiBCS (SANTOS *et al*., 2015) a seguir: Planossolos Nátricos e Háplicos.

7.12.1. Planossolos Nátricos (SN)

Os Planossolos Nátricos apresentam saturação por sódio ≥ 15% (caráter sódico), coincidindo com o horizonte B plânico ou dentro dos primeiros 120 cm a partir da superfície, desde que os primeiros centímetros do horizonte B apresentem valores da soma de Mg^{2+} e Na^{+} trocáveis maiores que os da soma de Ca^{2+} e H^{+} (SANTOS *et al*., 2018).

Com pequena expressão geográfica no estado do Rio de Janeiro, os Planossolos Nátricos constituem inclusões em unidades de mapeamento de solos em levantamentos de algumas baixadas da região litorânea, em especial na região dos Lagos, em Cabo Frio e São Pedro da Aldeia (Figura 3) e no noroeste do estado. Apresentam vegetação original de floresta tropical subcaducifólia, ocorrendo, entretanto, áreas menores, na região noroeste

do estado, próximo a Italva e São João do Paraíso, sob floresta caducifólia, com algumas cactáceas, em ambas as situações em clima com acentuada estação seca (CARVALHO FILHO *et al*., 2003).

Além dos processos pedogenéticos específicos já mencionados, nos Planossolos Nátricos atuam os processos de salinização e sodificação (VAN BREEMEN e BUURMAN, 2002). No primeiro, ocorre aumento na concentração de sais solúveis próximo à superfície do solo, onde a condição climática de elevadas taxas de evapotranspiração favorece a ascensão dos íons no lençol freático. No processo de sodificação, ocorre a diminuição no teor de sais e acúmulo de Na^+, seja pela maior adição de cloreto de sódio ou sulfato de sódio pela água subterrânea, ou pela precipitação de outros cátions menos solúveis, como Ca^{+2} e Mg^{+2}, devido ao aumento da concentração de HCO_3^-. Nesses solos, a presença de Na^+ contribui de forma significativa para o aumento da dispersão das argilas, facilitando, portanto, a translocação destas (IBRAIMO *et al*., 2004).

a) b)

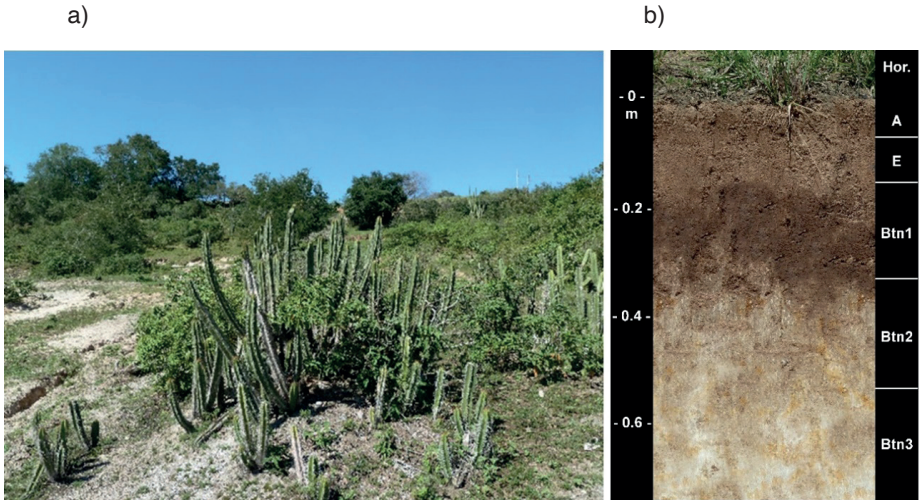



Figura 130. Vegetação com cactáceas na área de ocorrência (a) de Planosssolo Nátrico (b) em Cabo Frio, Rio de Janeiro.

Fotos: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Os Planossolos Nátricos, devido à forte restrição química, devem ser destinados para áreas de preservação permanente (APPs). Além das limitações decorrentes da baixa fertilidade natural, como a elevação do pH e redução de disponibilidade de nutrientes, os elevados teores de sódio trocável interferem negativamente nos atributos físicos do solo, com a formação de estrutura colunar e maciça no horizonte plânico, com baixas porosidade e permeabilidade ao ar e água, dificultando o desenvolvimento do sistema radicular e mesmo ocasionando erosão superficial, apesar do relevo em geral plano. Por outro lado, no estado do Rio de Janeiro, ocorrem sobre esses solos algumas espécies endêmicas, que também justificam que sejam APPs.

7.12.2. Planossolos Háplicos (SX)

Os Planossolos Háplicos (Figura 131) não apresentam nenhuma característica distintiva ou extraordinária. São geralmente hidromórficos, com o horizonte glei ocorrendo abaixo do horizonte plânico, saturação por bases e atividade de argila variáveis, em geral, com sequência de horizontes A-E-Bt-Cg. Na Baixada Fluminense e na região Metropolitana do estado do Rio de Janeiro, são observados nos municípios de Seropédica, Itaguaí e na cidade do Rio de Janeiro, sendo nessas localidades, em geral, distróficos e com elevada acidez no horizonte subsuperficial. Ocorrem também na região Norte Fluminense, nos municípios de Campos dos Goytacazes e Macaé, sendo predominantemente eutróficos.

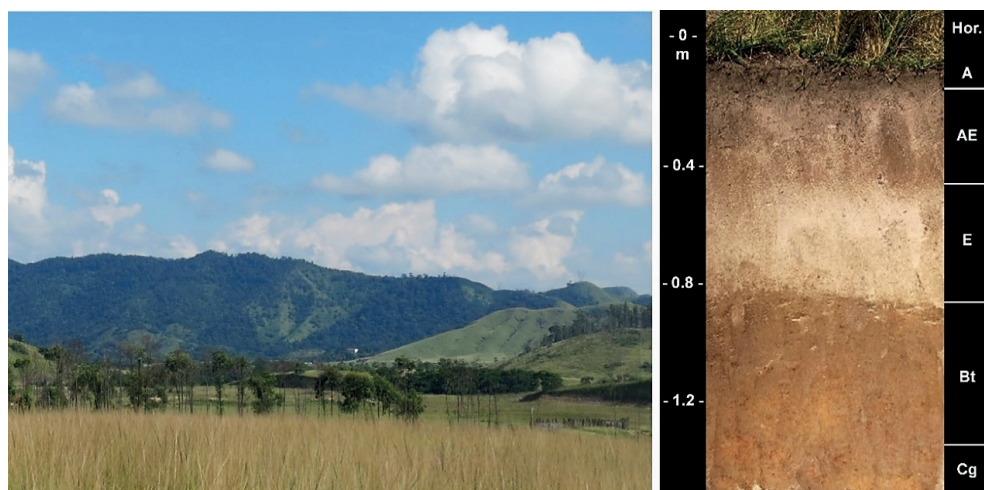



Figura 131. Planossolo Háplico localizado em Seropédica, *campus* da UFRRJ.

Fotos: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

O principal uso agrícola dos Planossolos Háplicos é com pastagens, em geral extensivas, e algumas lavouras de subsistência. As principais limitações devem-se à deficiência de água no período seco, em virtude da textura arenosa dos horizontes superficiais; à deficiência de oxigênio no período chuvoso, em especial para as culturas perenes, devido à lenta permeabilidade do solo; e à reduzida fertilidade nos solos distróficos. O manejo da matéria orgânica, aumentando a retenção de cátions e manutenção da umidade, e o cultivo em sistemas de canteiros (camalhões) aumentando a distância do lençol freático, surgem como alternativas para a utilização desses solos para produção de oleráceas e lavouras de subsistência, como a mandioca.

A seguir, serão apresentadas, em caráter ilustrativo, a granulometria e algumas características químicas de horizontes superficiais e subsuperficiais de perfis de solos da Ordem dos Planossolos, no estado do Rio de Janeiro (Tabela 12).

Tabela 12. Características químicas e físicas dos horizontes superficiais e subsuperficiais dos Planossolos.

Classe de Solo	Horizonte	Frações granulométricas			C.org	SB	Valor T	(Na/T)* 100
		Areia	Silte	Argila				
		g kg^{-1}				cmol$_c$ kg^{-1} solo		
Planossolo[1] Nátrico	A	730	210	60	8,8	5,6	6,6	1
	2Bt2n	560	170	270	2,1	7,4	9,5	17
Planossolo[2] Háplico	A	870	40	90	9,7	0,9	4,1	-
	Btx	610	10	380	2,6	1,0	4,6	-

[1]Perfil 17 (EMBRAPA, 1979); [2] (SILVA, 1993). C.org= Carbono orgânico; SB = Soma de bases; (Na/T)*100 = Saturação por sódio.

7.13 PLINTOSSOLOS

Os solos da Ordem Plintossolos, do latim *plinthos,* conotativo de materiais argilosos coloridos que endurecem quando expostos ao ar, são formados pela atuação do processo pedogenético de plintitização. A plintita é formada pela precipitação cíclica de ferro na zona de flutuação do lençol freático, originando inicialmente mosqueados, que evoluem para a formação da plintita e de nódulos e/ou concreções (KÄMPF e CURI, 2012). A plintita, identificada pelo sufixo f em horizontes B e/ou C (Figura 132), pode ser definida como uma mistura de argila, pobre em carbono orgânico e rica em ferro e alumínio, com grãos de quartzo e outros minerais (ANJOS *et al*., 1995; SANTOS *et al*., 2018).

É um material inicialmente brando que, após ser submetido a ciclos de dessecação, pode se transformar irreversivelmente para a forma endurecida da plintita, denominada de petroplintita, identificada pelas concreções (c) nos horizontes concrecionários, quando ocorre distribuída na matriz do solo; ou, quando ocorre de forma contínua ou praticamente contínua, formam-se horizontes denominados litoplínticos e são identificados pelo símbolo F.

Quanto à classificação no SiBCS, os Plintossolos são identificados pela presença dos horizontes diagnósticos plíntico (Bf ou Cf), concrecionário ou litoplíntico, subdividindo-se no segundo nível categórico (subordem) em três classes, sendo elas os Plintossolos Pétricos, Plintossolos Argilúvicos e Plintossolos Háplicos (SANTOS *et al*., 2018).

De maneira geral, os Plintossolos apresentam pequena expressão no estado do Rio de Janeiro, sendo observados principalmente na região Norte Fluminense, em Campos dos Goytacazes (RJ), associados a Latossolos e Argissolos Amarelos, nos Tabuleiros Costeiros e na posição de terço inferior de paisagem. No entanto, o horizonte plíntico pode ocorrer em outras classes de solos, porém não estão em posição diagnóstica no perfil para classificá-los como Plintossolos.

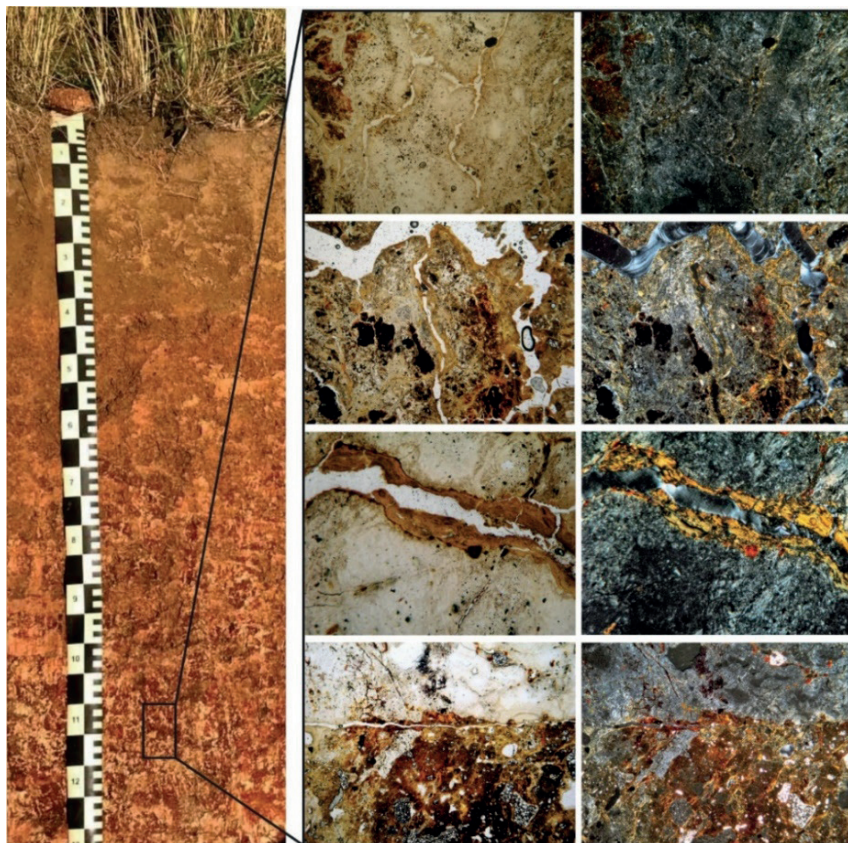



Figura 132. Fotomicrografias de lâminas delgadas de horizonte plíntico (Bf), evidenciando a segregação de ferro na forma de nódulos e a desferruginização da matriz de Plintossolo Háplico, Seropédica (RJ).

7.13.1. Plintossolos Pétricos - FF

São solos que possuem horizonte concrecionário ou litoplínticos, exceto quando precedidos de um horizonte plíntico (SANTOS *et al.*, 2018) (Figura 133).

Esses solos apresentam saturação por bases e fertilidade natural variada, porém os principais limitantes ao uso desses solos são de ordem física. A grande quantidade de concreções afeta negativamente o armazenamento de água e dificulta as operações de mecanização, especialmente quando as concreções se concentram na camada arável, com danos e desgastes para os implementos agrícolas convencionais. Quando ocorre o horizonte litoplíntico, essas limitações são intensificadas, pois, além da restrição ao desenvolvimento do sistema radicular (especialmente para as lavouras perenes), ocorre a drástica redução do fluxo interno de água, que, por sua vez, intensifica o escoamento superficial de água e a erosão hídrica, especialmente em condições de relevo ondulado ou mais declivoso.

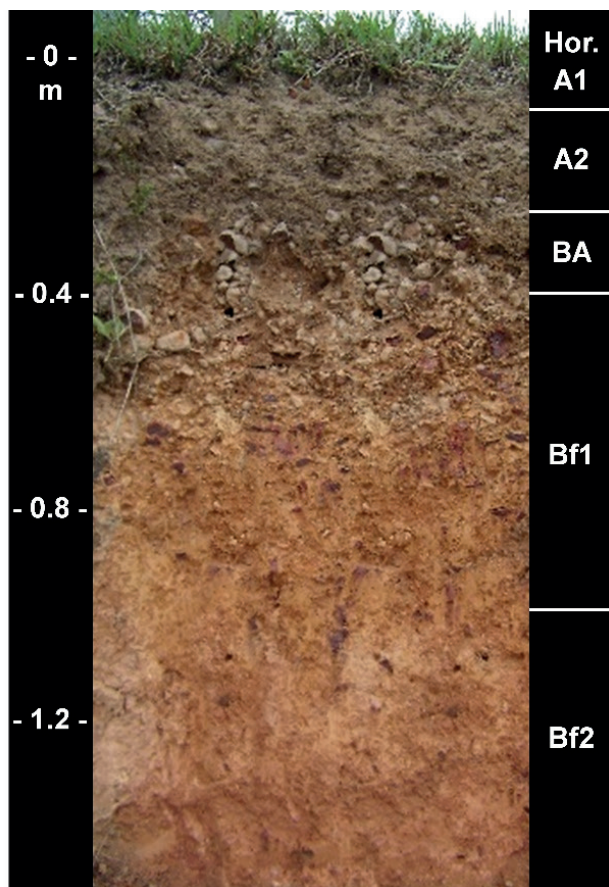



Figura 133. Plintossolo Pétrico com horizonte concrecionário, Conceição de Macabu – RJ.

Foto: José Mário Piratello Freitas de Souza (Acervo Pessoal).

7.13.2. Plintossolos Argilúvicos - FT

São solos que apresentam horizonte plíntico e acúmulo de argila em profundidade (Btf), caracterizado pela presença do horizonte B textural ou do caráter argilúvico (Figura 134). Possuem fertilidade natural variada, dependendo da natureza do material de origem. Em geral, no estado do Rio de Janeiro, são distróficos e possuem argila de atividade baixa. A susceptibilidade à erosão hídrica é a principal limitação para o uso agrícola desses solos, tendo em vista que o aumento do conteúdo de argila em profundidade reduz a permeabilidade à água, especialmente quando possuem mudança textural abrupta. Pela posição na paisagem, em geral, no terço inferior da paisagem, no período mais chuvoso a elevação do lençol freático irá implicar em limitação pela disponibilidade de oxigênio.

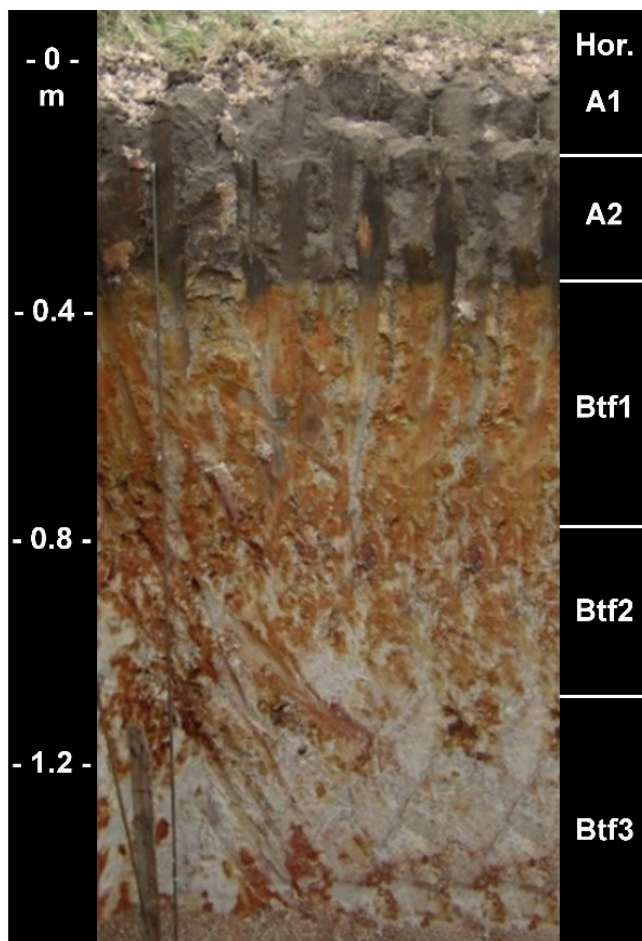



Figura 134. Plintossolo Argilúvico, Conceição de Macabu – RJ.
Foto: José Mário Piratello Freitas de Souza (Acervo Pessoal).

7.13.3. Plintossolos Háplicos – FX

São aqueles em que não se observa nenhuma característica diferencial ou extraordinária que os identifique nas classes anteriores (Figura 135).

Possuem menor expressão no estado do Rio de Janeiro, comparada à classe anterior, e podem estar associados a Gleissolos e Planossolos. Em geral, possuem drenagem mais limitante e pode ocorrer horizonte Cg em profundidade. Além dos solos distróficos, podem ser eutróficos e mesmo apresentarem argila de atividade alta. Quando apresentam horizonte glei, podem ter limitação ao uso agrícola pela deficiência de aeração.

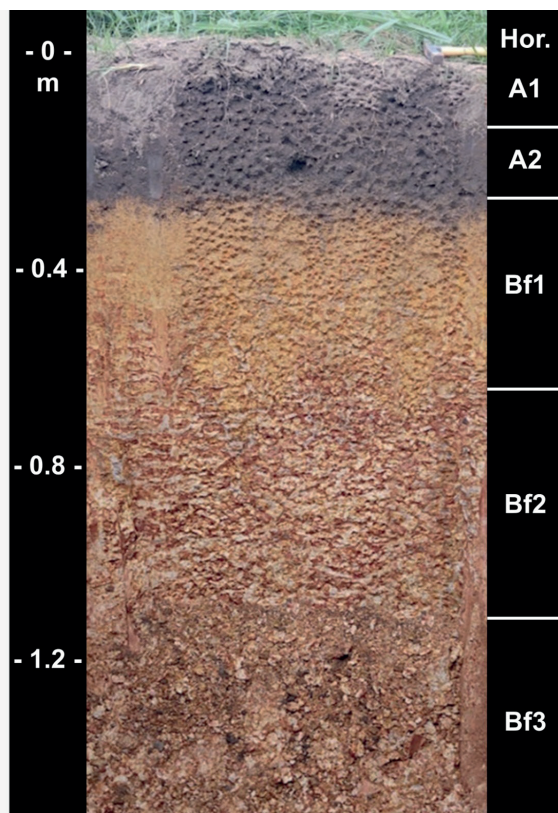



Figura 135. Plintossolo Háplico, Seropédica (RJ)

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

7.14 VERTISSOLOS

Os solos da Ordem dos Vertissolos, do latim “vertere”, conotativo de movimento de material de solo que se move da superfície para a subsuperfície (expansão/contração), são formados a partir do processo pedogenético específico de vertização (KÄMPF e CURI, 2012). A atuação desse processo se dá principalmente pela expansão e contração do solo com a variação de umidade, em que, no período seco, a contração da massa do solo forma fendas verticais que se estendem desde a superfície até mais de 1 m de profundidade (Figura 136a). Através dessas fendas, parte dos materiais de solo dos horizontes superficiais pode ser movida e depositada no espaço das fendas, e, com o reumedecimento do solo no período úmido, a massa de solo se expande do solo e é, então, responsável pela sua homogeneização, no processo pedogenético identificado como argilopedoturbação. Esse processo do solo e as pressões verticais e laterais formam planos de falhas que, além de serem responsáveis pela formação da estrutura do tipo cuneiforme ou paralelepipédica,

permitem o deslizamento de grandes porções do solo com a formação de superfícies estriadas denominadas de *slickensides* no contato entre essas macroestruturas (Figura 136b).

a) b)

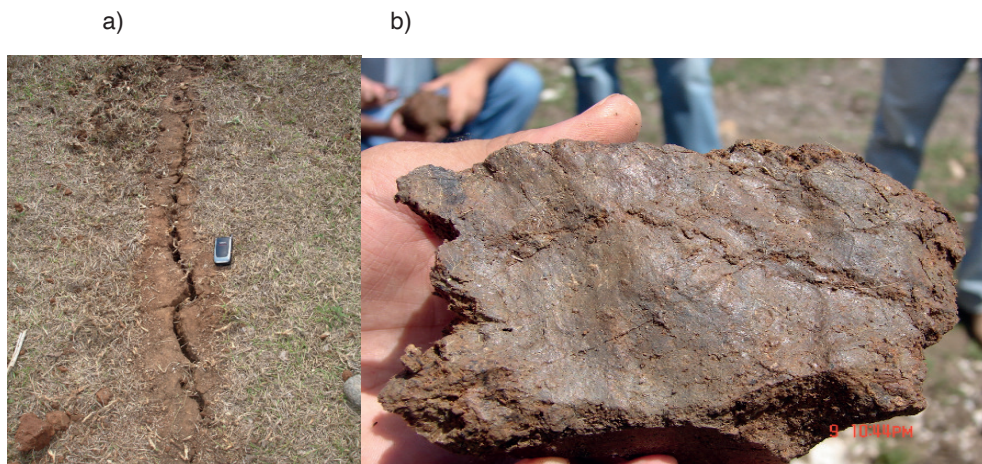



Figura 136. Fendas na superfície do solo e superfícies de fricção (*slickensides*) em área de Vertissolo no município de Italva (RJ).

Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

A atuação do processo de vertização pode ser evidenciada em estudos micromorfológicos, que avaliam a morfologia do solo em seções finas e usando o microscópio, pela grande quantidade de fábricas birrefrigentes, indicando a reorientação de argila pela expansão e contração da massa do solo (Figura 137a). A intensa movimentação da massa do solo também favorece a formação do microrelevo, que é denominado gilgai (Figura 137b), comum em áreas de Vertissolos em ambientes mais secos, caracterizado por pequenas elevações arredondadas na superfície do solo entre as fendas e por depressões nas fendas.

No Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS *et al*., 2018), os Vertissolos caracterizam-se pela presença do horizonte vértico ocorrendo entre 25 e 100 cm a partir da superfície, apresentando superfície de fricção (*slickensides*) em expressão no mínimo comum e moderada e/ou estrutura cuneiforme ou paralelepipédica, além de teor de argila no horizonte superficial ≥ 300 g kg^{-1} e fendas verticais no período seco com largura igual ou maior que 1 cm, e atingindo 50 cm de profundidade ou 30 cm em solos mais rasos.

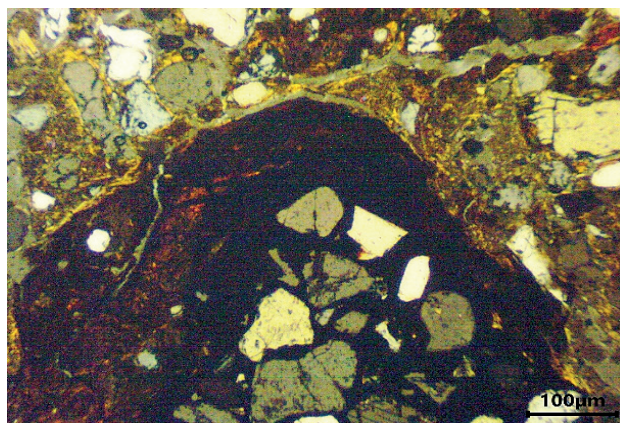
No 2º nível categórico, os Vertissolos dividem-se no SiBCS em três subordens, a seguir: Vertissolos Hidromórficos, Vertissolos Ebânicos e Vertissolos Háplicos. Entretanto, os últimos não são observados nos levantamentos de solo no estado do Rio de Janeiro.

a) b)

Figura 137. Fotomicrografia de horizonte vértico com reorientação de argila por processos de expansão e contração (a) e microrelevo gilgai em área de ocorrência de Vertissolo no município de Italva, RJ.

Fotos: Deyvid Diego Carvalho Maranhã (a) e Marcos Gervasio Pereira (b) (Acervo Pessoal).

7.14.1. Vertissolos Hidromórficos (VG) e Vertissolos Ebânicos (VE)

Os Vertissolos Hidromórficos são caracterizados pela presença do horizonte glei dentro de 50 cm, a partir da superfície, ou entre 50 e 100 cm, desde que este seja precedido de horizontes de cores acinzentadas (SANTOS *et al.*, 2018). Essa classe é a mais comum no estado do Rio de Janeiro, sendo observada em relevos planos, e apresenta fortes restrições à aeração, pela má drenagem, especialmente no período mais chuvoso, com a expansão do solo.

Os Vertissolos Hidromórficos (Figura 138 a) ocorrem em sua maioria na região Noroeste do estado, onde o clima mais seco e o material de origem (mármore) que fornece grande quantidade de cátions básicos favorecem a formação de argilas de alta atividade (Figura 139). Nesses ambientes, além da alta saturação por bases (eutróficos), observam-se elevados teores de carbonato de cálcio nos Vertissolos (PINHEIRO JUNIOR, 2018).

Os Vertissolos Ebânicos (Figura 138 b) são caracterizados pelas cores escuras, inclusive nos horizontes subsuperficiais. Têm menor expressão no estado do Rio de Janeiro, ocorrendo em associação com os Vertissolos Hidromórficos, contudo, em condições de drenagem imperfeita ou mesmo moderadamente drenados.

Quanto à utilização agrícola, a principal limitação de ambas as classes de Vertissolos no estado do Rio de Janeiro é o forte impedimento ao cultivo ou à mecanização, pela reduzida faixa de friabilidade. No período seco, o material de solo apresenta elevada coesão, com consistência do solo muito dura ou até extremamente dura. Já no período chuvoso, aumentam as forças de adesão, e a consistência do solo torna-se muito

plástica e pegajosa, o que dificulta as operações de mecanização, levando à destruição dos agregados, quando feita no período seco, e favorecendo a compactação no período chuvoso. A expansão e contração da massa do solo também é uma limitante para o desenvolvimento de lavouras, principalmente as perenes, pela ruptura das raízes com a contração do solo, comprometendo a absorção de água e nutrientes, além de aumentar a incidência de doenças. Limitações por deficiência de oxigênio também podem surgir, especialmente nos Vertissolos Hidromórficos, e nos Vertissolos Háplicos nos períodos de maior precipitação pluviométrica, uma vez que a expansão das argilas reduz a condutividade hidráulica, favorecendo a rápida saturação do solo.

Portanto, embora possam ter maior fertilidade química, exceto quando ocorrem próximo à região costeira, quando podem apresentar caráter sódico ou sálico, as limitações físicas fazem com que o principal uso observado seja em pastagens extensivas. Além das limitações ao uso agrícola, os Vertissolos também impõem restrições geotécnicas em construções urbanas, rodovias e instalação de dutos, pela expansão e contração do solo, que podem ser visualizadas em rachaduras nos edifícios e casas, rompimentos nas vias de acesso etc. Elas exigem projetos de engenharia de maior custo para contrapor esses efeitos mecânicos.

a) b)

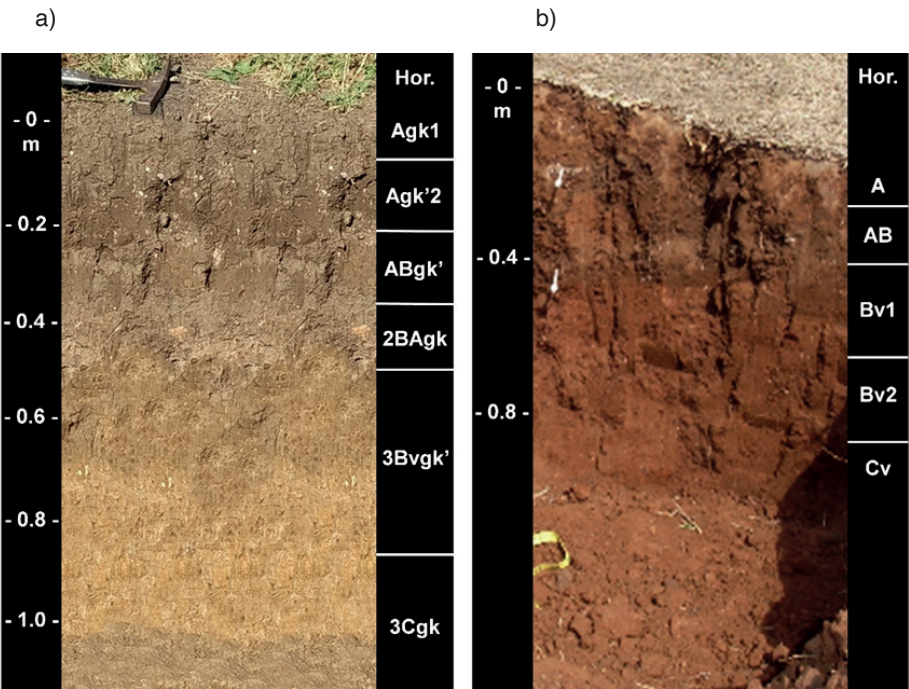



Figura 138. Perfil de Vertissolo Hidromórfico Carbonático típico (a) e Vertissolo Ebânico Carbonático típico (b) no município de Italva, RJ.

Fonte: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Figura 139. Área de ocorrência de Vertissolos no município de Italva (RJ).

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Figura 140. Dolina em área de ocorrência de Vertissolos no município de Italva (RJ).

Foto: Marcos Gervasio Pereira (Acervo Pessoal).

Em viagens de correlação organizadas pela Embrapa (1997) no estado do Rio de Janeiro, foram descritas as seguintes classes de solos sobre embasamento calcário: Rendzina e Vertissolo com A chernozêmico, ambas de atividade alta e textura argilosa. Os processos de dissolução atuando sobre os calcários em Italva - RJ deram origem a um conjunto de geoforma representado por dois domínios característicos: um superficial (exocarste) e outro subterrâneo (endocarste). Entre as feições superficiais, destacam-se as dolinas (Figura 140).

A seguir, serão apresentadas, em caráter ilustrativo, a granulometria e algumas características químicas de horizontes superficiais e subsuperficiais de perfis de solos da Ordem Argissolos, no estado do Rio de Janeiro (Tabela 13).

Tabela 13. Características químicas e físicas dos horizontes superficiais e subsuperficiais dos Vertissolos.

Classe de Solo	Horizonte	Frações granulométricas			C.org.	SB	Valor T	Al^{+3}
		Areia	Silte	Argila				
		g kg^{-1}				$cmol_c$ kg^{-1} solo		
Vertissolo[1] Hidromórfico	Agk1	432	201	367	20,0	21,6	21,6	0,0
	3Cgk	488	22	490	2,0	16,3	16,3	0,0

C.org. = Carbono orgânico; SB = Soma de bases.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O conhecimento sobre as classes de solo que ocorrem no estado do Rio de Janeiro é essencial para análises de potencial agrícola, mas também para avaliações ambientais e os impactos da degradação sobre o desenvolvimento humano e a conservação dos ecossistemas nesse território.

A partir dessas informações, podem ser propostas políticas para proteção desse recurso não renovável, considerando os aspectos também de ecossistemas em *hotspots,* como no PNI, manguezais, restingas e dunas ou, ainda, para incentivar o uso de práticas conservacionistas para controle da erosão hídrica, como nos Latossolos, Argissolos e Nitossolos, que possuem maior potencial agrícola.

A relação entre os recursos solo, água e cobertura florestal também se mostra importante para a segurança das populações do estado do Rio de Janeiro. A degradação dos solos e das nascentes, o desmatamento e a erosão acarretam a sedimentação de recursos hídricos, aumentam a incidência de desastres e, considerando as já evidentes alterações climáticas atuais, levam à perda de vidas, além do impacto sobre a infraestrutura urbana.

Por fim, levantamentos de solos na escala de microbacias são essenciais para atender as demandas acima apontadas, especialmente dadas as condições variadas

de relevo, material de origem e vegetação no estado do Rio de Janeiro. Sem essas informações, em nível de detalhe, não é possível o planejamento de uso das terras e de práticas de conservação dos solos, para os diversos fins, nas cidades e municípios, exceto de forma generalizada. Ou seja, a sustentabilidade do estado depende da informação detalhada sobre os solos e de parcerias entre as várias instituições de ensino, pesquisa e extensão, para atingir essa meta.

REFERÊNCIAS

ANJOS, L. H. C. **Caracterização, gênese, classificação e aptidão agrícola de uma seqüência de solos do Terciário na região de Campos, RJ**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Seropédica. 194 f. 1985.

ANJOS, L. H. C.; FRANZMEIER, D. P. ; SCHULZE, D. G. Formation of soils with plinthite on a toposequence in Maranhão State, Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, The Netherlands, v. 64, p. 257-279, 1995.

BRINKMAN, R. **Ferrolysis, a soil-forming process in hydromorphic conditions.** Dissertation, Wageningen University & Research, Netherlands. Wageningen: Pudoc, 1979.

CARVALHO FILHO, A.; LUMBRERAS, J. F.; WITTERN, K. P.; LEMOS, A. L.; SANTOS, R. D.; CALDERANO FILHO, B.; OLIVEIRA, R. P.; AGLIO. M. L. D.; SOUZA, J. S.; CHAFFIN, C. E.; MOTHCI, E. P.; LARACH, J. O. I.; CONCEIÇÃO, M.; TAVARES, N. P.; SANTOS, H. G.; GOMES, J. B. V.; CALDERANO, S. B.; GONÇALVES, A. O. G.; MARTORANO, L. G.; BARRETO, W. O.; CLAESSEN, M. E. C.; PAULA, J. L.; SOUZA, J. L. R.; LIMA, T. C.; ANTONELLO, L. L.; LIMA, P. C. Levantamento de reconhecimento de baixa intensidade dos solos do Estado do Rio de Janeiro. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 32** - (INFOTECA-E) - Embrapa Solos. 2003.

CRUZ, V. M. A. **Metalogenia em terrenos de alto grau metamórfico: as mineralizações tungstaníferas da área de Monumento/Cacaria – RJ**. Dissertação de Mestrado – Faculdade de Geologia – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 99 f. 2015.

EBELING, A. G.; ANJOS, L. H. C.; PÉREZ, D. V.; PEREIRA, M. G.; VALLADARES, G. S. Relação entre acidez e outros atributos químicos em solos com teores elevados de matéria orgânica. **Bragantia**, v. 67, p. 261-271, 2008.

EBELING, A. G.; ANJOS, L. H. C; PÉREZ, D. V.; PEREIRA, M. G.; GOMES, F. W. F. Atributos químicos, carbono orgânico e susbtâncias húmicas em Organossolos Háplicos de várias regiões do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, n. 2, p. 325-336, 2011.

EDUARDO, E. N.; CARVALHO, D. F. D.; MACHADO, R. L.; SOARES, P. F. C.; ALMEIDA, W. S. D. Erodibilidade, fatores cobertura e manejo e práticas conservacionistas em Argissolo Vermelho-Amarelo, sob condições de chuva natural. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 37, n. 3, p. 796-803, 2013.

FANNING, D. S.; FANNING, M. C. B. **Soil genesis, morphology and classification**. New York, John Wiley and Sons, 1989.

IBRAIMO, M. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; KER, J. C.; LANI, J. L.; ROLIM-NETO, F. C.; ALBUQUERQUE, M. A.; MIRANDA, V. J. Gênese e micromorfologia de solos sob vegetação xeromórfica (caatinga) na Região dos Lagos (RJ). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 28, n. 4, p. 695-712. 2004.

KÄMPF, N.; CURI, N. Formação e Evolução do Solo (Pedogênese). In: KER, J. C.; SHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. (Org.). **Pedologia**: **fundamentos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2012. p. 207-302.

MACHADO, R. L. **Perda de solo e nutrientes em voçorocas com diferentes níveis de controle e recuperação no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, RJ**. Dissertação de Mestrado – Ciência do Solo – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica. 86 f. 2007.

MENEZES, A. R.; FONTANA, A.; ANJOS, L. H. Spodosols in Brazil: distribution, characteristics and diagnostic attributes of spodic horizons. **South African Journal of Plant and Soil**, v. 35, n. 4, p. 241-250. 2018.

MENEZES, C. E. G. **Integridade de paisagem, manejo e atributos do solo no Médio Vale do Paraíba do Sul, Pinheiral-RJ**. Tese de Doutorado – Ciência do Solo – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica. 164 f. 2008.

PEREIRA, M. G. **Formas de Fe, Al e Mn como índices de pedogênese e absorção de fósforo em solos do Estado do Rio de Janeiro**. Tese de Doutorado – Ciência do Solo – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica. 218 f. 1996.

PEREIRA, M. G., ANJOS, L. H. C., VALLADARES, G. S. Organossolos: ocorrência, gênese, classificação, alterações pelo uso agrícola e manejo. In: VIDAL-TORRADO, P. (org). **Tópicos em Ciência do Solo**. 1ª ed. Viçosa: SBCS, v. 4, p. 233-276. 2005.

PINHEIRO JUNIOR, C. R. **Gênese e caracterização de solos de natureza carbonática do Grupo Italva, RJ**. Dissertação de Mestrado – Ciência do Solo – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica. 57 f. 2018.

PINHEIRO, H. S. K. **Métodos de mapeamento digital aplicados na predição de classes e atributos dos solos da Bacia Hidrográfica do Rio Guapi-Macacu, RJ**. Tese de Doutorado – Ciência do Solo – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica. 151 f., 2015.

SANTOS, A. C. **Pedogênese e alterações geoquímicas em topolitossequência na bacia do Ribeirão Cachimbal na região do Médio Vale do Paraíba, RJ**. Tese de Doutorado – Ciência do Solo – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica. 246 f., 2009.

SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A.; ARAÚJO FILHO, J. C.; OLIVEIRA, J. B.; CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5ª. ed. Brasília: Embrapa, 2018b. 356 p.

SANTOS, R. D.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C.; SHIMIZU, S. H. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 7ª. ed. Viçosa: SBCS, 2015. 100 p.

SILVA NETO, E. C.; PEREIRA, M. G.; CARVALHO, M. DE A.; CALEGARI, M. R.; SCHIAVO, J. A.; DE PAULA SÁ, N.; PESSENDA, L. C. R. Palaeoenvironmental records of Histosol pedogenesis in upland area, Espírito Santo State (Se, Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 95, 2019.

SILVA, M. B.; ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G.; NASCIMENTO, R. A. M. Estudo de toposseqüência da baixada litorânea fluminense: efeitos do material de origem e posição topográfica. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 25, n. 4, p. 965-976. 2001.

VAN BREEMEN, N.; BUURMAN, P. **Soil formation**. 2th ed. Springer Science & Business Media, 2002. 404 p.

WRIGHT, J. R.; SCHNITZER, M. An Estimate of the Aromaticity of the Organic Matter of a Podzol Soil. **Nature**, v. 190, n. 4777, p. 703-704, 1961.

SOBRE OS EDITORES

MARCOS GERVASIO PEREIRA - Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo ambas as titulações obtidas na Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. É Professor Titular do Departamento de Solos, Cientista do Nosso Estado (FAPERJ) e bolsista de Produtividade em Pesquisa do CNPq. Atua em várias linhas de pesquisa com destaque para Pedologia e Manejo e Conservação do Solo e da Água.

LÚCIA HELENA CUNHA DOS ANJOS - Engenheira Agrônoma, Doutorado em Agonomy – Soil Science – Purdue University. É Professora Titular do Departamento de Solos, Cientista do Nosso Estado (FAPERJ) e bolsista de Produtividade em Pesquisa do CNPq. Atua em várias linhas de pesquisa com destaque para a de Pedologia.

EDUARDO CARVALHO DA SILVA NETO - Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo ambas as titulações obtidas na Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Atua em várias linhas de pesquisa com destaque para Pedologia e Manejo e Conservação do Solo e da Água.

CARLOS ROBERTO PINHEIRO JUNIOR - Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo ambas as titulações obtidas na Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Atua em várias linhas de pesquisa com destaque para Pedologia e Manejo e Conservação do Solo e da Água.